

UNIVERSITÉ DE MONTRÉAL

ÉVALUATION DE L'HUMIDITÉ DU SOL À L'ÉCHELLE RÉGIONALE À L'AIDE
DE L'IMAGERIE SATELLITAIRE RADARSAT

MARTINE GALARNEAU
DÉPARTEMENT DES GÉNIES CIVIL, GÉOLOGIQUE ET DES MINES
ÉCOLE POLYTECHNIQUE DE MONTRÉAL

MÉMOIRE PRÉSENTÉ EN VUE DE L'OBTENTION
DU DIPLÔME DE MAÎTRISE ÈS SCIENCES APPLIQUÉES
(GÉNIE CIVIL)
MAI 2000

© Martine Galarneau, 2000.



**National Library
of Canada**

**Acquisitions and
Bibliographic Services**

**395 Wellington Street
Ottawa ON K1A 0N4
Canada**

**Bibliothèque nationale
du Canada**

**Acquisitions et
services bibliographiques**

**395, rue Wellington
Ottawa ON K1A 0N4
Canada**

Your file Votre référence

Our file Notre référence

The author has granted a non-exclusive licence allowing the National Library of Canada to reproduce, loan, distribute or sell copies of this thesis in microform, paper or electronic formats.

The author retains ownership of the copyright in this thesis. Neither the thesis nor substantial extracts from it may be printed or otherwise reproduced without the author's permission.

L'auteur a accordé une licence non exclusive permettant à la Bibliothèque nationale du Canada de reproduire, prêter, distribuer ou vendre des copies de cette thèse sous la forme de microfiche/film, de reproduction sur papier ou sur format électronique.

L'auteur conserve la propriété du droit d'auteur qui protège cette thèse. Ni la thèse ni des extraits substantiels de celle-ci ne doivent être imprimés ou autrement reproduits sans son autorisation.

0-612-57405-9

Canada

UNIVERSITÉ DE MONTRÉAL

ÉCOLE POLYTECHNIQUE DE MONTRÉAL

Ce mémoire intitulé :

ÉVALUATION DE L'HUMIDITÉ DU SOL À L'ÉCHELLE RÉGIONALE À L'AIDE
DE L'IMAGERIE SATELLITAIRE RADARSAT

présenté par : GALARNEAU Martine

en vue de l'obtention du diplôme de : Maîtrise ès sciences appliquées

a été dûment accepté par le jury d'examen constitué de :

M. KAHAWITA René, Ph.D., président

M. ROUSSELLE Jean, Ph.D., membre et directeur de recherche

M. LECONTE Robert, Ph.D., membre et codirecteur de recherche

M. BRISSETTE François, Ph.D., membre

REMERCIEMENTS

Mes deux années passées à la maîtrise ont probablement été les plus belles jusqu'à présent. Si le temps consacré à la réalisation de ce projet de recherche fut si agréable, c'est surtout grâce à la précieuse collaboration des professeurs impliqués dans l'étude. Je tiens en premier lieu à remercier très sincèrement M. Robert Leconte, codirecteur de recherche, et M. François Brissette, tous deux professeurs à l'École de technologie supérieure, de même que M. Jean Rousselle, directeur de recherche et professeur à l'École Polytechnique de Montréal, d'avoir si bien su m'aider et m'encourager durant la réalisation de ce projet. Leur disponibilité et leur patience ont été exemplaires. Malgré leur horaire très chargé, ils ont toujours pris le temps de me rencontrer, de répondre à mes questions et de vérifier mon travail. Je remercie également M. René Kahawita, professeur à l'École Polytechnique de Montréal, d'avoir accepté de présider le jury lors de la soutenance de mon mémoire.

La réalisation de ce projet de recherche n'aurait pas été effectuée de manière aussi efficace sans la précieuse collaboration du groupe *Mir Télédétection inc.*, spécialiste dans le domaine de la géomatique, qui s'est chargé de tout le processus de pré-traitement des images RADARSAT. Un merci particulier à Isabelle Ouellet, membre de ce groupe, qui a répondu avec diligence et courtoisie à toutes mes demandes et questions particulières concernant le travail à effectuer. Son expertise fut fort appréciée.

Je voudrais également remercier le Conseil de recherches en sciences naturelles et en génie du Canada (CRSNG) d'avoir encouragé la réalisation de mes études de maîtrise en m'offrant une bourse de deuxième cycle. Cet appui financier fort apprécié m'a permis de concentrer davantage mes efforts sur mes travaux de recherche.

Je tiens également à adresser un merci sincère à tous mes collègues de travail du groupe de recherche DRAME qui ont su donner quotidiennement au laboratoire son atmosphère si agréable. Leur aide morale ou technique a plus d'une fois contribué à me faciliter la tâche. Merci à Nicolas, notre spécialiste des problèmes informatiques, qui est venu si souvent à mon secours lorsque l'ordinateur et moi ne faisons pas bon ménage. Merci à Luc Roy, mon support moral et ami au sens de l'humour à toute épreuve, qui a su entre autres démystifier pour moi certaines particularités de l'univers Microsoft Word. Je remercie également Caroline Pion, ma confidente, qui a su me prodiguer ses bons conseils en certains moments difficiles... Merci à Luc Goulet, ce cher passionné du golf, pour ses discussions de fin d'après-midi si plaisantes. Merci également à Caroline Scalzo, à Fernando, à Bachir et à Stéphane qu'il a été si agréable de côtoyer au laboratoire comme dans les sorties entre amis. Leur gentillesse commune fera partie de mes bons souvenirs.

Par ailleurs, la réalisation de ce projet de recherche n'aurait pu être possible sans l'appui inconditionnel de ma famille qui m'a toujours soutenue et encouragée. Je remercie plus particulièrement mon père qui a toujours cru en moi et qui m'a grandement aidée financièrement et moralement. Je remercie également mon conjoint dont la patience et la compréhension sont exemplaires, d'avoir si sagement accepté que je consacre tant d'efforts à ma maîtrise au détriment trop souvent des rares temps libres que nous aurions pu partager.

Finalement, je tiens à exprimer ma reconnaissance envers tous mes amis qui ont été présents à mes côtés dans les moments plus difficiles et qui ont si bien su m'encourager à persévérer et à donner le meilleur de moi-même jusqu'au bout. Votre confiance en moi m'a beaucoup touchée et je vous en remercie infiniment.

RÉSUMÉ

L'humidité du sol est un paramètre important au sein du cycle hydrologique. Comme la caractérisation de l'état hydrique du sol est primordiale entre autres pour la modélisation hydrologique à l'aide de modèles spatialisés, il devenait nécessaire d'avoir recours à une source indépendante d'information qui puisse permettre le suivi spatial et temporel de l'humidité superficielle. La télédétection est un outil unique qui facilite ce genre de mesure par des observations fréquentes de vastes régions. Les images prises dans la gamme des hyperfréquences sont entre autres modulées par la rugosité de surface et la teneur en eau des premiers centimètres de sol. L'objectif principal de la présente recherche est donc le développement et la vérification d'une méthodologie visant la cartographie de l'humidité du sol à l'échelle d'un bassin versant, à partir de l'imagerie satellitaire. Le territoire à l'étude est une zone de 370 km² comprise presque en entier à l'intérieur des limites du sous-bassin versant de la rivière des Anglais, affluent de la rivière Châteauguay située sur la rive sud de Montréal.

En tout, 7 images de la région ont été prises par le satellite canadien RADARSAT entre les mois de mai et novembre 1998. Au moment de chacune des acquisitions, des campagnes de terrain ont été organisées afin d'effectuer des mesures in situ de rugosité et d'humidité sur 24 champs sélectionnés à l'intérieur de la zone étudiée. Des données vectorielles relatives aux réseaux hydrographique et routier de même qu'une image LANDSAT couvrant tout le bassin versant de la rivière Châteauguay ont entre autres été obtenues afin de corriger géométriquement les images RADARSAT. Les distorsions radiométriques de ces dernières ont été préalablement corrigées par calibration. Finalement, les valeurs de rétrodiffusion radar associées à chacun des champs ont été extraites des 7 images satellites.

Les corrélations effectuées entre la rétrodiffusion moyenne et la teneur en eau moyenne associées aux champs pour chacune des dates indiquent clairement une relation linéaire positive entre ces deux paramètres, conformément aux résultats obtenus par des études antérieures. De plus, les résultats obtenus ont semblé indiquer que le couvert végétal n'exerce qu'une influence négligeable sur la rétrodiffusion mesurée. Par la suite, la cartographie de la teneur en eau a été réalisée à partir des images radars en utilisant un modèle semi-empirique reliant la rétrodiffusion radar aux paramètres du capteur et à certaines caractéristiques de surface qui sont la rugosité et la constante diélectrique, elle-même liée à l'humidité superficielle. L'évaluation de la teneur en eau sur tout le territoire nécessitait donc le calcul préalable de la rugosité sur toute sa superficie. Celle-ci a été obtenue par l'application du modèle à une image pour laquelle la teneur en eau pouvait être assez facilement estimée. La carte de rugosité produite a ensuite été utilisée pour produire des cartes d'humidité, toujours en ayant recours au modèle semi-empirique. Les valeurs moyennes de teneurs en eau calculées pour chacune des dates à l'aide de ces cartes correspondaient presque parfaitement aux moyennes des valeurs d'humidité mesurées sur les différents champs à chacune des campagnes. Seule la carte dérivée de la scène du 28 mai présentait un grand nombre de valeurs erronées. Ce piètre résultat est probablement attribuable à une erreur survenue lors de la calibration de l'image. Pour ce qui est de l'effet minimal de la végétation, celui-ci n'a pas pu être clairement confirmé par des calculs supplémentaires effectués à l'aide d'un modèle exprimant la rétrodiffusion en fonction, entre autres, de la hauteur et de la teneur en eau volumique du couvert végétal.

La méthodologie développée dans la présente étude pour évaluer l'humidité du sol à l'échelle régionale, est nouvelle et fort prometteuse. Son efficacité a été prouvée par les résultats obtenus. Toutefois, la méthode utilisée pour les mesures de rugosité aurait intérêt à être modifiée afin d'obtenir des valeurs plus justes dans des conditions similaires à celles rencontrées sur le terrain.

ABSTRACT

Soil moisture is one of the most significant hydrological parameter. Among other things, determination of the soil water content is of primary importance for hydrological modelling using spatialized models. Accordingly, an independent source of information which allows spatial and temporal characterization of surface soil moisture to be estimated is of primary importance. Remote sensing is a powerful tool that facilitates this kind of measurement by frequent observations over large areas. Images taken in the range of microwave frequencies are modulated by vegetation, soil surface roughness and the soil water content in the soil upper centimetres. The main objective of this research is the development and the evaluation of a methodology for surface soil moisture mapping at the watershed scale, using satellite imagery. The studied area is a 370 km² zone almost entirely located within the limits of the rivière des Anglais sub-watershed. This river is a tributary of the Châteauguay River located on south shore of Montreal.

In all, 7 images of the studied area were acquired by Canada's RADARSAT satellite between May and November 1998. At the time of each acquisition, ground campaigns were organized in order to take field measurements of surface roughness and soil moisture on 24 fields selected within the studied zone. Digitized hydrographic and road network data as well as a LANDSAT image of the Châteauguay River Basin were used to geometrically correct the RADARSAT images. Radiometric distortion of these images was corrected beforehand by calibration. Finally, backscatter values associated with each field were extracted from the 7 satellite images.

In accordance with other studies, a positive linear relation between backscatter and water content for each field was clearly established. Moreover, the results indicate that the vegetation influence on the backscatter is negligible. The extraction of soil moisture

from backscatter values was carried out by applying a semi-empirical inversion model. This model expresses a relation between backscatter, sensor parameters, soil surface roughness and soil dielectric constant, which is linked to soil moisture. The application of this model at the basin scale first required the soil surface roughness to be estimated at the same scale. This was realized by applying the model to an image for which the soil moisture could be easily estimated. The roughness map obtained was then used to produce soil moisture maps at other dates, under the assumption that surface roughness was approximately constant. The average soil moisture values calculated for each scene using these maps corresponded almost perfectly to the average measured soil moisture values on all fields, for each ground campaign. Only the map derived from the May 28 image presented a lot of erroneous values. This poor result was probably caused by an error that occurred during image calibration. The observation of a minimal effect of vegetation on the backscatter signal could not be clearly confirmed by the use of a theoretical model expressing backscatter as a function of the height and the volumetric water content of the vegetation cover.

The methodology developed in the present study is new and promising. The results are in very good agreement with field data and the extension of this work toward an operational use is the next logical step. However, the method used to measure surface roughness values should be modified in order to obtain better results when ground conditions are similar to those met in this study.

TABLE DES MATIÈRES

REMERCIEMENTS	iv
RÉSUMÉ.....	vi
ABSTRACT.....	viii
TABLE DES MATIÈRES	x
LISTE DES TABLEAUX.....	xiv
LISTE DES FIGURES	xv
LISTE DES SIGLES ET ABRÉVIATIONS	xviii
LISTE DES SYMBOLES GRECS	xxi
LISTE DES ACRONYMES.....	xxiii
LISTE DES ANNEXES	xxv
 CHAPITRE I : INTRODUCTION.....	 1
 CHAPITRE II : PRINCIPES DE BASE DE LA TÉLÉDÉTECTION.....	 6
2.1 La télédétection par hyperfréquences.....	7
2.1.1 Définition.....	7
2.1.2 Spectre électromagnétique.....	8
2.2 Le radar imageur	12
2.2.1 Paramètres du radar	13
2.2.1.1 Géométrie de visée	14
2.2.1.2 Résolution spatiale	15
2.2.1.3 Longueur d'onde	20
2.2.1.4 Polarisation.....	21
2.2.2 Paramètres des cibles visées.....	22
2.2.2.1 Rugosité de surface	22
2.2.2.2 Constante diélectrique complexe.....	27

2.2.2.3	Diffusion de surface	28
2.2.2.4	Diffusion volumique	28
2.2.3	Équation radar	29
2.2.4	Caractéristiques de RADARSAT	31
2.2.4.1	Caractéristiques du RSO	32
2.2.4.2	Caractéristiques orbitales	34

CHAPITRE III : REVUE DE LITTÉRATURE – DÉTECTION DE L'HUMIDITÉ SUPERFICIELLE DU SOL À L'AIDE DES HYPERFRÉQUENCES

3.1	Généralités.....	37
3.2	Paramètres optimaux pour la détection de l'humidité.....	39
3.3	Relation entre le coefficient de rétrodiffusion et les paramètres surface	40
3.3.1	Modèles théoriques.....	41
3.3.2	Modèles empiriques et semi-empiriques	45
3.4	Effets de la végétation	48
3.5	Évaluation de la teneur en eau volumique	50

CHAPITRE IV : ACQUISITION DES DONNÉES

4.1	Méthodologie générale.....	55
4.2	Description du territoire à l'étude	56
4.2.1	Localisation du site à l'étude.....	56
4.2.2	Topographie.....	58
4.2.3	Réseau hydrographique	60
4.2.4	Utilisation du sol.....	62
4.3	Acquisition des données numériques	62
4.3.1	Images RADARSAT	63
4.3.2	Modèle numérique de terrain.....	72
4.3.3	Réseaux hydrographique et routier.....	72

4.3.4	Image Landsat TM	73
4.3.5	Photographies aériennes	74
4.4	Acquisition des données de terrain.....	74
4.4.1	Méthodologie utilisée	75
4.4.2	Conditions environnementales	78
4.4.2.1	Collecte du 2 mai 1998.....	79
4.4.2.2	Collecte du 26 mai 1998.....	79
4.4.2.3	Collecte du 13 juillet 1998	80
4.4.2.4	Collecte du 6 août 1998.....	80
4.4.2.5	Collecte du 30 août 1998.....	81
4.4.2.6	Collecte du 17 octobre 1998.....	81
4.4.2.7	Collecte du 10 novembre 1998.....	82
4.4.3	Mesures de la teneur en eau du sol.....	82
4.4.3.1	Description des appareils utilisés	84
4.4.4	Échantillons de végétation.....	89
4.4.5	Mesure de la rugosité du sol.....	89
CHAPITRE V : TRAITEMENT DES DONNÉES		91
5.1	Traitement des données numériques	91
5.1.1	Images RADARSAT	92
5.1.1.1	Calibration.....	93
5.1.1.2	Corrections géométriques.....	95
5.1.1.3	Filtrage	98
5.1.2	Modèle numérique de terrain.....	99
5.1.3	Image LANDSAT TM	99
5.1.3.1	Corrections géométriques.....	100
5.1.3.2	Classification.....	100
5.1.4	Photographies aériennes	102
5.2	Traitement des données de terrain.....	102

5.2.1	Calcul des rugosités	103
5.2.2	Calcul de la densité et de la teneur en eau de la végétation	105
CHAPITRE VI : PRÉSENTATION DES RÉSULTATS.....		106
6.1	Mesures sur le terrain	107
6.2	Mesures de rétrodiffusion.....	108
6.3	Évaluation de l'humidité du sol à l'échelle régionale à l'aide des images RADARSAT	118
6.3.1	Production d'une carte de rugosité	121
6.3.2	Production de cartes d'humidité de surface.....	132
6.4	Modélisation des effets de la végétation	140
CHAPITRE VII : ANALYSE DES RÉSULTATS.....		149
7.1	Valeurs mesurées sur le terrain	150
7.2	Valeurs mesurées de rétrodiffusion.....	154
7.3	Évaluation de la rugosité	158
7.4	Cartographie de l'humidité de surface	162
7.5	Analyse des effets de la végétation	165
CHAPITRE VIII : CONCLUSION.....		170
RÉFÉRENCES.....		178
BIBLIONET		189
ANNEXES.....		190

LISTE DES FIGURES

Figure 2.1 :	Spectre électromagnétique.....	10
Figure 2.2 :	Profondeur de pénétration des hyperfréquences selon la fréquence du signal et la teneur en eau du sol	11
Figure 2.3 :	Paramètres géométriques du radar à ouverture réelle.....	14
Figure 2.4 :	Limite de résolution longitudinale.....	19
Figure 2.5 :	Rugosité de surface et intensité de rétrodiffusion pour la bande X ($\lambda=3$ cm).....	26
Figure 2.6 :	Modes d'exploitation du RSO de RADARSAT.....	32
Figure 3.1 :	Rétrodiffusion à partir d'un couvert végétal	48
Figure 4.1 :	Localisation du bassin de la rivière Châteauguay et du sous-bassin de la rivière des Anglais.....	57
Figure 4.2 :	Courbe hypsométrique du bassin versant de la rivière des Anglais	60
Figure 4.3 :	Profil en long de la rivière des Anglais	61
Figure 4.4 :	Image RADARSAT, mode S1 – 2 mai 1998	65
Figure 4.5 :	Image RADARSAT, mode S1 – 26 mai 1998	66
Figure 4.6 :	Image RADARSAT, mode S1 – 13 juillet 1998	67
Figure 4.7 :	Image RADARSAT, mode S1 – 6 août 1998.....	68
Figure 4.8 :	Image RADARSAT, mode S1 – 30 août 1998.....	69
Figure 4.9 :	Image RADARSAT, mode S1 – 17 octobre 1998	70
Figure 4.10 :	Image RADARSAT, mode S1 – 10 novembre 1998	71
Figure 4.11 :	Image LANDSAT TM 4, 5 et 3 en rouge, vert et bleu (19 août 1995) ...	73
Figure 4.12 :	Emplacement des différents champs étudiés.....	76
Figure 4.13 :	Appareil ThetaProbe.....	85
Figure 4.14 :	Vérification de la précision du ThetaProbe	87
Figure 4.15 :	Appareil TDR	88
Figure 4.16 :	Photographie du profil du sol – champ 43, 8 mai 1998.....	90

Figure 5.1 :	Image classifiée du territoire à l'étude - Landsat TM 4, 5 et 3, composé couleurs RVB, 19 août 1995	101
Figure 5.2:	Calcul de la rugosité du sol du champ no. 38 (profil transversal)	104
Figure 6.1 :	Relation entre l'humidité superficielle moyenne de tous les champs et leur valeur moyenne de rétrodiffusion, pour chacune des dates d'acquisition.....	113
Figure 6.2 :	Relation entre l'humidité superficielle moyenne des champs et leur valeur moyenne de rétrodiffusion.....	113
Figure 6.3 :	Corrélation entre les valeurs de rétrodiffusion mesurées le 13 juillet et celles relevées le 30 août – champs pris individuellement	114
Figure 6.4 :	Relation entre la végétation et les valeurs de rétrodiffusion de chacun des champs	115
Figure 6.5 :	Relation entre l'écart-type associé à la rétrodiffusion moyenne d'un champ et sa superficie	116
Figure 6.6 :	Suivi temporel de l'écart-type associé aux moyennes des mesures d'humidité effectuées sur chacun des champs	117
Figure 6.7 :	Évolution temporelle du coefficient de rétrodiffusion pour chacun des champs	118
Figure 6.8 :	Relation entre la rugosité calculée à l'aide de l'algorithme de Dubois et al. (1995) et celle mesurée sur chacun des champs.....	126
Figure 6.9 :	Estimation de la rugosité de surface à l'aide du modèle PO et de celui de Dubois et al. (1995) pour le champ no. 30	126
Figure 6.10 :	Estimation de la rugosité de surface à l'aide du modèle PO et de celui de Dubois et al. (1995) pour le champ no. 32	127
Figure 6.11 :	Estimation de la rugosité de surface à l'aide du modèle PO et de celui de Dubois et al. (1995) pour le champ no. 28	127
Figure 6.12 :	Estimation de la rugosité de surface à l'aide du modèle PO et de celui de Dubois et al. (1995) pour le champ no. 34	128

Figure 6.13 : Carte de rugosité du bassin de la rivière des Anglais produite à partir de l'image du 13 juillet	132
Figure 6.14 : Carte d'humidité superficielle du sol – 2 mai 1998	134
Figure 6.15 : Carte d'humidité superficielle du sol – 26 mai 1998	135
Figure 6.16 : Carte d'humidité superficielle du sol – 6 août 1998.....	136
Figure 6.17 : Carte d'humidité superficielle du sol – 30 août 1998.....	137
Figure 6.18 : Carte d'humidité superficielle du sol – 17 octobre 1998	138
Figure 6.19 : Carte d'humidité superficielle du sol – 10 novembre 1998	139
Figure 6.20 : Relation entre les valeurs moyennes d'humidité mesurées et celles calculées à partir des images RADARSAT.....	140
Figure 6.21 : Relation entre la rétrodiffusion mesurée et celle calculée à l'aide du « cloud- model » (Attema et Ulaby, 1978) - tous les champs	148

LISTE DES SIGLES ET ABRÉVIATIONS

A :	surface de l'antenne
A_0 :	décalage associé au gain de l'antenne, fourni avec l'image
a_0, a_1, a_2 :	coefficients d'une expression polynomiale
A_j :	table de graduation du gain pour la colonne j, fournie avec l'image
A_1 :	constante associée à une fréquence, une polarisation, un angle d'incidence et une rugosité de sol donnés
b :	ordonnée à l'origine de la droite de régression
b_0, b_1, b_2 :	coefficients d'une expression polynomiale
B_1 :	constante associée à une fréquence, une polarisation, un angle d'incidence et une rugosité de sol donnés
C :	pourcentage d'argile contenu dans le sol
c :	vitesse de la lumière (3×10^8 m/s)
$C(\theta)$:	constante exprimant la dépendance du coefficient de rétrodiffusion face à la rugosité du sol
c_0, c_1, c_2 :	coefficients d'une expression polynomiale
D :	constante représentant la sensibilité du coefficient de rétrodiffusion lié à l'humidité superficielle du sol
d :	distance oblique ou distance-temps (m)
D :	fonction diélectrique liée à la réflectivité de la surface
f :	fréquence (Hz)

G_t :	gain de l'antenne émettrice, dans la direction de la cible, à la polarisation t (dB)
h :	hauteur de la plate-forme (m)
h :	hauteur de la végétation (m)
h :	rugosité de surface (hauteur quadratique ou hauteur RMS) - variation statistique et aléatoire de la hauteur de la surface, par rapport à une surface de référence (cm)
H :	polarisation horizontale
HH :	polarisation horizontale à l'émission et à la réception
H_{moy} :	hauteur moyenne obtenue en soustrayant l'altitude à l'embouchure de l'altitude moyenne (m)
HV :	polarisation horizontale à l'émission et verticale à la réception
I_j :	angle d'incidence local du faisceau calculé pour chaque pixel d'une image (degrés)
j :	nombre entier supérieur ou égal à 1
k :	nombre d'onde
K_c :	coefficient de compacité de Gravelius
l :	longueur de corrélation de la surface
L :	longueur de l'antenne (m)
L :	longueur du cours d'eau principal
$L(\theta)$:	facteur de perte par atténuation
m :	pente de la droite de régression

m :	pente de surface liée à la hauteur RMS
m_s :	teneur en eau volumique du sol superficiel
m_v :	teneur en eau volumique de la végétation
pp :	polarisation
P_r :	puissance reçue à la polarisation r (Watts)
P_t :	puissance émise à la polarisation t (Watts);
R :	coefficient de corrélation
R :	distance oblique entre le radar et la cible (m)
r_l :	limite de résolution longitudinale (m)
r_t :	limite de résolution transversale (m)
S :	fonction de rugosité de surface
S :	pourcentage de sable contenu dans le sol
S_{moy} :	pente moyenne du bassin (m/m)
V :	polarisation verticale
VH :	polarisation verticale à l'émission et horizontale à la réception
VN :	valeur numérique entre 0 et 65536
VV :	polarisation verticale à l'émission et à la réception
W :	spectre de rugosité de surface
x :	point quelconque d'une surface
x' :	point quelconque d'une surface distant du point x
z :	hauteur au-dessus du plan x - y

LISTE DES SYMBOLES GRECS

β :	largeur angulaire du faisceau radar (degrés)
β_{ij}^0 :	valeur de brillance du radar correspondant à la ligne i et la colonne j (dB)
Δd :	distance oblique transversale séparant les deux objets (m)
Δx :	distance séparant les points x et x'
ε :	constante diélectrique
ε' :	partie réelle de la constante diélectrique;
ε'' :	partie imaginaire de la constante diélectrique;
$\Gamma_h(\theta)$:	coefficient de puissance de réflexion pour la polarisation horizontale
$\Gamma_v(\theta)$:	coefficient de puissance de réflexion pour la polarisation verticale
λ :	longueur d'onde (m ou cm)
ν :	angle de dépression du faisceau radar (degrés)
θ :	angle d'incidence local du faisceau radar (degrés)
$\rho(x')$:	équation normalisée d'autocorrélation
σ_π :	section efficace de diffusion ou surface équivalente radar (m ²)
σ_{can}^0 :	coefficient de rétrodiffusion associé à l'ensemble du couvert végétal et du sol sous-jacent (sans unités ou en dB)
σ_{hh}^0 :	coefficient de rétrodiffusion associé à un signal émis et reçu en polarisation horizontale (sans unités ou en dB)
$\sigma_{i,j}^0$:	coefficient de rétrodiffusion correspondant à la ligne i et la colonne j (sans unités ou en dB)
σ_{pp}^0 :	coefficient de rétrodiffusion associé à un signal émis et reçu en polarisation p (sans unités ou en dB)
σ_π^0 :	surface de diffusion moyenne par unité de surface ou coefficient de diffusion (sans unités ou en dB)
σ_{sol}^0 :	coefficient de rétrodiffusion associé sol (sans unités ou en dB)

$\sigma^0_{\text{vég}}$: coefficient de rétrodiffusion associé à la végétation (sans unités ou en dB)

τ : durée d'une impulsion (s)

LISTE DES ACRONYMES

ASC :	Agence Spatiale Canadienne
BYU :	<i>Brigham Young University</i>
CCT :	Centre Canadien de Télédétection
EI :	Équations intégrales
ERS :	<i>European Remote sensing Satellite</i>
FFT :	<i>Fast-Fourier-Transform</i>
GO :	<i>Geometrical Optics</i>
GPS :	<i>Global Positioning System</i>
GSFC :	<i>Goddard Space Flight Center</i>
IEEE :	<i>Institute of Electrical and Electronics Engineers</i>
IGARSS :	<i>International Geoscience and Remote Sensing Symposium</i>
ISPRS:	<i>International Society for Photogrammetry and Remote Sensing</i>
JERS :	<i>Japanese Earth Ressources Satellite</i>
LANDSAT :	<i>LAND SATellite</i>
MRC :	Municipalité Régionale de Comté
NAD 27 :	<i>North American Datum 1927</i>
NASA :	<i>North American Space Agency</i>
NDVI :	<i>Normalized Difference Vegetation Index</i>
PIERS:	<i>Progress In Electromagnetic Research Symposium</i>
PO :	<i>Physical Optics</i>
RMS :	<i>Root Mean Square</i>
ROR :	Radar à Ouverture Réelle
RSI :	RADARSAT International
RSO :	Radar à Synthèse d'Ouverture
RVB :	Rouge, vert, bleu
SAR :	<i>Satellite Aperture Radar</i>

SCABRIC :	Société de Conservation et d'Aménagement du Bassin de la Rivière Châteauguay
SCANSAR :	<i>SCANning Synthetic Apertur Radar</i>
SIG :	Systèmes d'informations géographiques
SPM :	<i>Small Perturbation Model</i>
SPOT :	Satellite Pour l'Observation de la Terre
TDR :	<i>Time Domain Reflectometry</i>
TM :	<i>Thematic Mapper</i>
UQCN :	Union Québécoise pour la Conservation de la Nature
USDA :	<i>United States Department of Agriculture</i>
USGS :	<i>United States Geological Survey</i>
UTM :	<i>Universal Transverse Mercator</i>
WGS 72:	<i>World Geodetic System 1972</i>
16U :	<i>16 bits unsigned</i>
32R :	32 bits-réel

LISTE DES ANNEXES

Annexe I :	Photographies aériennes utilisées	190
Annexe II :	Données de terrain	192
Annexe III :	Analyses de corrélation – rétrodiffusion vs humidité superficielle.....	260

CHAPITRE I

INTRODUCTION

L'humidité du sol est un paramètre de première importance qui contrôle à la base les processus formant le cycle hydrologique. Outre l'infiltration et le ruissellement qu'elle détermine lors d'une averse, l'humidité superficielle contrôle également l'évapotranspiration de surface entre les précipitations (Rotunno Filho et al., 1995). Bien que l'humidité du sol ne représente qu'environ 0,05% de toute l'eau disponible à la surface de la Terre (Chow et al., 1988, cités par Biftu et Gang, 1999), la connaissance de la quantité d'eau contenue dans le sol est entre autres primordiale pour le suivi de la croissance des cultures. Elle est également utilisée pour les prévisions climatiques et pour l'établissement de modèles hydrologiques physiographiques distribués spatialement, à l'échelle des bassins versants.

Par ailleurs, l'humidité du sol est une caractéristique qui varie considérablement dans le temps et dans l'espace, c'est pourquoi il est excessivement difficile de la quantifier de manière précise par des mesures ponctuelles. Les techniques de mesure conventionnelles par gravimétrie sont limitées à cause des contraintes de coût, de temps de réalisation et de logistique qui leur sont associées (Biftu et Gang, 1999; Brisco et al., 1992). De plus, lors de l'établissement des modèles hydrologiques, l'humidité du sol est souvent déterminée par calibration. Les valeurs sont choisies de manière à ce que le modèle fonctionne et ne représente pas nécessairement la réalité. Ainsi, il devient important d'avoir recours à une source indépendante d'information concernant l'humidité superficielle à l'échelle d'un bassin versant, qui puisse fournir des valeurs relatives à l'état hydrique du sol pour l'amorce d'une simulation par modèle ou pour la correction périodique des valeurs d'humidité intégrées à celui-ci en fonction de l'état réel du sol (Rotunno Filho et al., 1995).

La télédétection est un outil unique qui permet d'avoir accès à ce genre d'information par des observations fréquentes à l'échelle régionale. L'imagerie satellitaire obtenue à partir de l'espace peut couvrir des superficies considérables tout en offrant une haute résolution spatiale. Des informations concernant l'humidité du sol peuvent être obtenues à partir d'images prises dans la gamme des micro-ondes puisque celles-ci sont entre autres sensibles à la présence d'eau liquide sans toutefois être affectées par la présence d'un couvert nuageux. De plus, l'utilisation d'un système actif (radar) fonctionnant dans les hyperfréquences permet l'obtention de données indépendamment de l'éclairement solaire. Le satellite canadien RADARSAT est un exemple de plateforme comportant un système actif de télédétection par hyperfréquences. Celui-ci fonctionne dans la bande C, plus précisément à une fréquence de 5,3 GHz. Ce sont les données retransmises par ce satellite qui seront utilisées dans la présente étude.

D'autre part, on désigne par rétrodiffusion la portion d'un signal radar que la cible redirige directement vers l'antenne radar (CCT, 1998*). Or, l'importance de la rétrodiffusion des micro-ondes (ondes électromagnétiques dont les fréquences sont comprises entre 1 m et 1 mm) par la surface du sol est fonction des caractéristiques de celle-ci dont les plus influentes sont la teneur en eau, la rugosité et le type de couvert végétal présent. Le lien existant entre la rétrodiffusion d'une surface mesurée dans la gamme des micro-ondes et sa teneur en eau dans les premiers centimètres de sol, a été établi depuis longtemps par de nombreuses études (Cognard et al., 1995; Dubois et al., 1995; Geng et al., 1996; Oh et al., 1992; Pultz et al., 1997; Rotunno Filho et al., 1995; Ulaby et al., 1978; Ulaby et Batlivala., 1976; Wang et al., 1986; Xu et al., 1998). C'est sur l'existence d'un tel lien que repose la possibilité d'évaluer l'humidité du sol. Jusqu'à maintenant, l'extraction des valeurs d'humidité a surtout été réalisée à l'échelle locale sur des sites de dimensions limitées (champs agricoles). Cependant, de plus en plus de chercheurs (Biftu et Gang, 1999; Rotunno Filho et al., 1995; Verhoest et Troch, 1998) s'attardent à la possibilité d'extraire, à partir des images prises dans les hyperfréquences (micro-ondes), l'information spatiale continue concernant la teneur en

eau superficielle du sol à l'échelle du bassin versant. Les recherches relatives à l'intérieur de cet ouvrage ont donc été poursuivies en ce sens.

L'objectif principal de la présente étude consiste en l'élaboration et en la vérification d'une méthodologie visant la création de cartes d'humidité d'un bassin versant, à partir des données de télédétection acquises par le satellite RADARSAT. Des modèles empiriques et semi-empiriques tirés de la littérature scientifique et faisant intervenir les caractéristiques les plus influentes de la surface, seront utilisés afin de relier mathématiquement la rétrodiffusion mesurée par le satellite aux valeurs de teneurs en eau du sol et ce, sur 7 images acquises entre le mois de mai 1998 et le mois de novembre de la même année.

Pour atteindre l'objectif principal, trois objectifs spécifiques ont été établis. Le premier concerne la vérification du lien existant entre la rétrodiffusion mesurée et l'humidité superficielle du sol. Cette étape doit nécessairement précéder tous les calculs ultérieurs puisque c'est sur l'hypothèse de l'existence d'un tel lien que reposent toutes les modélisations qui seront réalisées. Le second objectif spécifique consiste en l'évaluation de la rugosité à l'échelle du bassin versant, à l'aide de l'imagerie satellitaire RADARSAT. La rugosité du sol désigne, dans ce cas, l'écart-type de la variation des irrégularités de surface, exprimée en cm. Cette caractéristique sera supposée constante pour toute la période d'étude. Finalement, le troisième objectif spécifique prévoit la création, toujours par modélisation, de cartes d'humidité du sol à l'aide de la cartographie de la rugosité réalisée précédemment, et des images RADARSAT.

La région visée par cette étude est une zone couvrant 370 km², presque entièrement comprise à l'intérieur du sous-bassin versant de la rivière des Anglais, affluent de la rivière Châteauguay. Ce sous-bassin est situé sur la rive sud de Montréal et chevauche la frontière canado-américaine. Bien que la portion de ce territoire qui se trouve aux États-Unis présente un relief très montagneux, sa zone québécoise située plus au nord

est à vocation essentiellement agricole. C'est là qu'ont été conduites les campagnes de terrain dont il sera question plus loin. Le choix du site destiné à l'étude repose sur le fait que le bassin de la rivière Châteauguay est le candidat idéal à une éventuelle gestion intégrée des eaux par bassin, compte tenu des problèmes à caractère ou à incidence hydrologique qu'elle présente (pollution des cours d'eau par les engrais, les herbicides et les pesticides, inondations annuelles, contamination de la nappe phréatique et urbanisation rapide du territoire). Les modélisations hydrologiques réalisées dans un tel contexte nécessiteraient la connaissance de l'humidité superficielle du sol à l'échelle du bassin versant, elle-même fournie par les données RADARSAT. De plus, le relief excessivement plat du territoire combiné à l'homogénéité caractéristique des surfaces cultivées, facilitent l'application des modèles mathématiques reliant la rétrodiffusion aux paramètres de surface, par les hypothèses simplificatrices qu'ils permettent d'émettre.

Ainsi, la démarche employée pour réaliser les différents objectifs énumérés précédemment, peut être résumée comme suit. Tout d'abord, 7 images ont été acquises entre les mois de mai et novembre 1998. À chacun de ces passages du satellite au-dessus de la région à l'étude, des mesures in situ de rugosité et d'humidité ont été effectuées sur 24 champs dispersés à l'intérieur de celle-ci. Une fois les données numériques et de terrain acquises, celles-ci ont été traitées dans le but d'en extraire l'information juste et pertinente. Le lien entre les valeurs mesurées de rétrodiffusion et d'humidité de surface a pu ensuite être vérifié. Finalement, des modèles ont été sélectionnés afin de mettre en relation la rétrodiffusion mesurée sur les images avec les différentes caractéristiques de surface. L'incorporation des données RADARSAT à ces modèles, selon une méthodologie élaborée dans cette étude, a permis de produire une carte de rugosité du territoire, puis des cartes d'humidité superficielle témoignant des variations spatiales et temporelles importantes de la teneur en eau du sol sur le territoire étudié.

Comme cette étude s'appuie sur des données de télédétection, ce sont les principes de bases relatifs à cette discipline qui sont présentés en premier lieu dans le chapitre II. On y traite principalement de certains concepts théoriques liés à la télédétection par hyperfréquences, ainsi que du radar imageur qui est l'instrument actif de télédétection utilisé pour cette étude. Compte tenu de la sensibilité des micro-ondes à la présence d'eau liquide dans les premiers centimètres de sol, l'évaluation de l'humidité superficielle à l'aide des hyperfréquences constitue une application ayant suscité et suscitant encore beaucoup d'intérêt au sein de la communauté scientifique. Les principales recherches effectuées en ce sens sont résumées au chapitre III. On y met toutefois l'accent sur les paramètres optimaux des capteurs permettant de détecter l'humidité superficielle du sol tout en minimisant l'effet des autres caractéristiques de surface, ainsi que sur les différents modèles développés dans le but de quantifier le lien existant entre la rétrodiffusion radar et les paramètres de surface les plus influents. Au chapitre IV, il est d'abord question de la localisation de même que de la description du territoire à l'étude. La méthodologie appliquée pour l'acquisition des données numériques et de terrain y est ensuite décrite en détails. Les différents traitements appliqués à ces données en vue de les corriger, de les rendre compatibles ou d'en extraire l'information pertinente, sont exposés au chapitre V. À partir des données convenablement traitées, il a été possible d'élaborer une méthodologie visant la cartographie de l'humidité du sol à l'échelle du bassin versant. Celle-ci est expliquée au chapitre VI et les résultats obtenus suite à la réalisation de chacune de ses étapes y sont présentés au fur et à mesure. Ces mêmes résultats sont analysés au chapitre VII et les conclusions tirées à partir de ceux-ci sont nuancées, si nécessaire, par les différentes sources d'erreur affectant les données mesurées autant que les résultats obtenus suite aux modélisations réalisées. Finalement, une conclusion générale permet de rappeler les éléments principaux de l'analyse et d'énoncer les recommandations qui en découlent. Elle se termine avec une ouverture sur des pistes de recherches à venir sur le même sujet.

CHAPITRE II

PRINCIPES DE BASE DE LA TÉLÉDÉTECTION

L'observation à distance de la surface terrestre n'est pas chose récente. Elle s'est concrétisée au moment où l'homme a pu se déplacer dans le ciel, c'est-à-dire en 1783 lors du premier vol en ballon effectué par Montgolfier. La télédétection moderne fait cependant référence à l'enregistrement à distance de données observées sans contact direct avec la cible. Sous cette forme, elle a vu le jour en 1858 avec la première photographie aérienne de la ville de Paris. Depuis, les modes d'acquisition de données et les plates-formes supportant les capteurs n'ont cessé de se perfectionner. La télédétection est une discipline en pleine effervescence qui évolue au rythme rapide du développement technologique.

Avant de prendre connaissance des recherches effectuées jusqu'à présent sur l'évaluation de l'humidité du sol à l'aide de données de télédétection, il est nécessaire de passer en revue quelques principes fondamentaux de cette discipline. Ces éléments de base sont contenus à l'intérieur du présent chapitre. Celui-ci vise à exposer brièvement et de manière générale certaines notions fondamentales de la télédétection nécessaires à la compréhension ultérieure des différents éléments de ce projet par le lecteur moins familier avec ce domaine.

Ce chapitre contient donc un premier volet consacré aux divers éléments théoriques liés à la télédétection par hyperfréquences. On y trouve une définition complète de la télédétection ainsi que certaines précisions quant aux plages du spectre électromagnétique qui sont normalement utilisées. Le second volet porte sur le radar imageur qui est un instrument actif de télédétection par hyperfréquences que l'on retrouve sur des plates-formes aéroportées et satellitaires. Cette section contient la description des différents paramètres du radar et de ceux des cibles visées. Il traite

également de la mesure de la puissance reçue par le capteur à l'aide de l'équation radar ainsi que des principales caractéristiques du satellite canadien RADARSAT. La configuration de ce dernier permet l'acquisition d'images dans la gamme des hyperfréquences à l'aide des paramètres optimaux pour la détection de l'humidité superficielle du sol.

2.1 La télédétection par hyperfréquences

L'acquisition d'information à distance par le biais des ondes électromagnétiques peut théoriquement s'effectuer à toutes les fréquences. Selon le type de renseignement à obtenir, certaines plages du spectre électromagnétique sont cependant à privilégier à cause de la sensibilité variable des ondes électromagnétiques aux différentes propriétés de la cible et de l'atmosphère. L'évaluation à distance de l'humidité superficielle du sol s'effectue de préférence dans la gamme des hyperfréquences, c'est pourquoi cette première partie expose les principaux éléments théoriques liés à leur utilisation.

2.1.1 Définition

La télédétection désigne l'ensemble des techniques permettant de déterminer les caractéristiques de cibles précises sans contact direct avec celles-ci. Leur observation se fait donc à distance par l'intermédiaire d'images acquises à cette fin. De manière plus précise, Bonn et Rochon (1992), page 3, définissent la télédétection comme suit :

« La télédétection est la discipline scientifique qui regroupe l'ensemble des connaissances, et des techniques utilisées pour l'observation, l'analyse, l'interprétation et la gestion de l'environnement à partir de mesures et d'images obtenues à l'aide de plates-formes aéroportées, spatiales, terrestres ou maritimes. »

Bien qu'il soit possible d'effectuer des mesures en télédétection à partir de ces quatre types de plates-formes, ce sont les avions et les satellites qui sont le plus communément utilisés. D'autre part, le terme télédétection est réservé aux mesures prises par l'intermédiaire des ondes électromagnétiques. Celles-ci comprennent la lumière, la chaleur et les ondes radio. Cette définition de la télédétection exclut l'acquisition d'informations fournies par la mesure des champs de forces que sont les champs électrique, magnétique ou gravitationnel (Sabins, 1978).

2.1.2 Spectre électromagnétique

La télédétection implique l'acquisition d'informations transmises par le biais d'ondes électromagnétiques émises ou réfléchies par la cible. Elle utilise plusieurs régions du spectre électromagnétique pour lesquelles l'atmosphère interfère plus faiblement avec le rayonnement (fenêtres atmosphériques ou spectrales). Le choix de l'utilisation de l'une ou plusieurs de celles-ci se fait selon le type de caractérisation recherché. On retrouve au tableau 2.1 les limites des principales fenêtres spectrales utilisées en télédétection. La figure 2.1 illustre l'ensemble du spectre électromagnétique.

Parmi ces plages du spectre utilisées en télédétection, les hyperfréquences (ou micro-ondes) suscitent un intérêt grandissant pour l'étude de la surface terrestre. Leur région s'étend, dans le spectre électromagnétique, de 1 m à 1 mm en terme de longueur d'onde. Ceci correspond aux fréquences comprises entre 0,3 et 300 GHz et certaines d'entre elles sont attribuées à la télédétection par radar. Ulaby et al. (1981), également cités par Werle (1988), décrivent en détail les trois principales raisons justifiant l'utilité des micro-ondes. D'abord, celle qui apparaît comme la plus importante est la capacité des micro-ondes à passer à travers les nuages et la pluie fine, permettant ainsi la prise de mesures en tout temps, peu importe les conditions météorologiques prévalant sur la région à l'étude. En effet, les hyperfréquences possèdent des longueurs d'ondes

relativement grandes. Celles-ci ne sont pas affectées par un couvert nuageux, une brume, une pluie légère ou de la poussière puisque les particules qui les composent ont des dimensions de loin inférieures à ces longueurs d'ondes. Cependant, les nuages de pluie ont un effet non négligeable sur les rayonnements de longueurs d'ondes inférieures à 2 cm alors que la pluie peut interférer de manière importante sur ceux dont les longueurs d'onde sont inférieures à 4 cm. Par ailleurs, dans le cas de la détection par radar, les mesures effectuées sont indépendantes de l'éclairement solaire puisque le radar éclaire lui-même sa propre cible.

Tableau 2.1
Principales fenêtres spectrales

Fenêtres	Valeur minimum	Valeur maximum
Ultraviolet et visible	0,35	0,75 μm
Proche infrarouge	0,77	0,91 μm
	1,0	1,12 μm
	1,19	1,34 μm
Infrarouge moyen	1,55	1,75 μm
	2,05	2,4 μm
Infrarouge thermique	3,35	4,16 μm
	4,5	5,0 μm
	8,0	9,2 μm
	10,2	12,4 μm
	17,0	22,0 μm
Hyperfréquences	2,06	2,22 mm
	3,0	3,75 mm
	7,5	11,5 mm
	20,0	et au-delà

Source : Bonn et Rochon, 1992

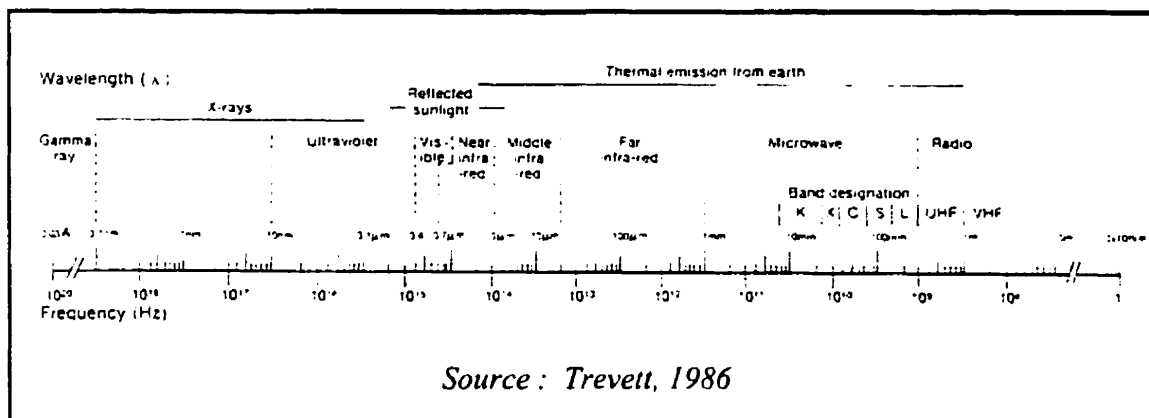


Figure 2.1 : Spectre électromagnétique

L'emploi des micro-ondes en télédétection est également justifié par le fait que celles-ci ont la capacité de pénétrer une couche superficielle telle le couvert végétal et ce, plus profondément que les ondes optiques dans le spectre. On doit toutefois noter que la profondeur de pénétration varie en fonction de l'humidité du sol et de la densité de végétation d'une part, et de la longueur d'onde et des paramètres du radar d'autre part, ce qui impose certaines limites au sondage de la surface terrestre. En effet, les grandes longueurs d'onde peuvent pénétrer profondément le volume végétal et donc fournir davantage d'informations sur ce dernier. Les courtes longueurs d'ondes, quant à elles, sont plutôt réfléchies par la limite supérieure du couvert végétal qu'elles pourront mieux caractériser. En l'absence de végétation, les micro-ondes peuvent pénétrer le sol sec sur des distances plus élevées que si celui-ci est humide, car la pénétration dans le sol est fonction de sa constante diélectrique, associée à la teneur en eau. Ces distances varient également en fonction de la longueur d'onde utilisée, les ondes à grande amplitude pouvant, encore une fois, traverser le sol sur de plus grandes distances que les courtes, plus sensibles à la géométrie de surface. La figure 2.2 illustre la relation entre la teneur en eau des sols et la profondeur de pénétration d'ondes de fréquences variées. En sachant que la fréquence varie inversement avec la longueur d'onde ($f=c/\lambda$, où c est la vitesse de la lumière), on constate que les grandes longueurs d'onde (faibles fréquences) peuvent pénétrer le sol sec sur des distances de l'ordre du centimètre, du décimètre,

voire même du mètre alors que les courtes longueurs d'ondes (hautes fréquences) traversent les sols humides sur quelques millimètres tout au plus. Même dans ce cas, les micro-ondes ont un pouvoir pénétrant supérieur à celui des ondes optiques.

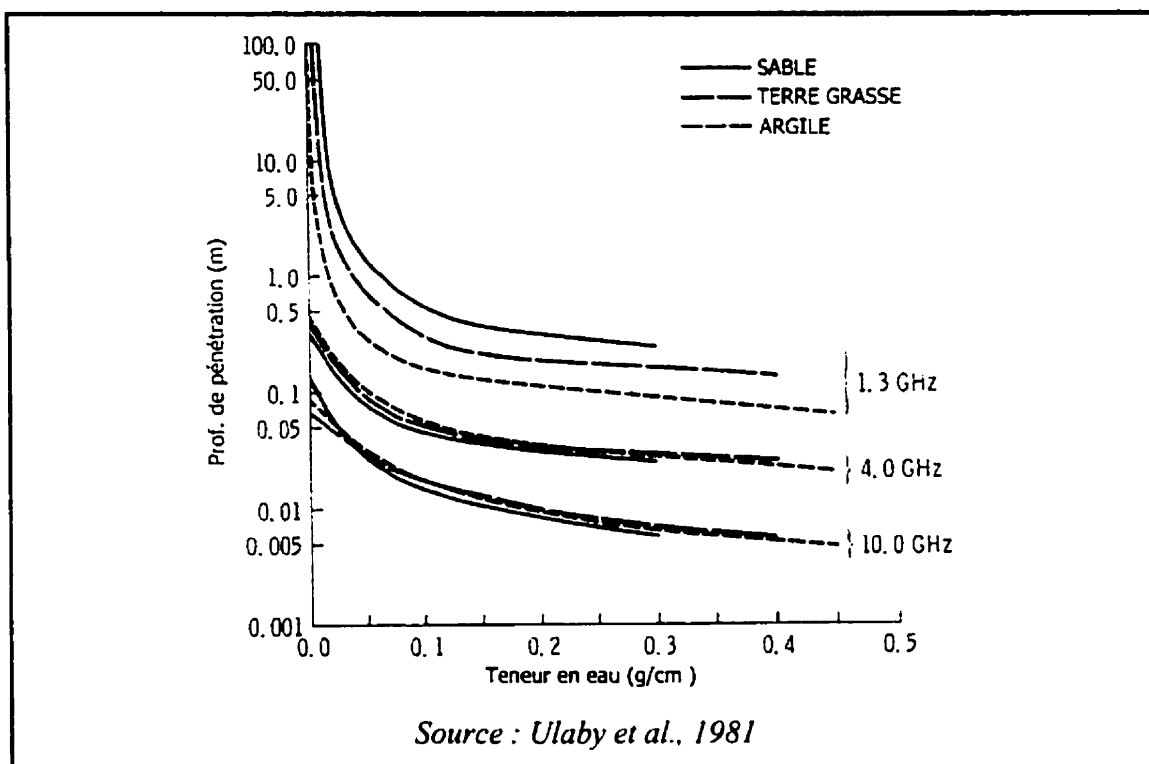


Figure 2.2 : Profondeur de pénétration des hyperfréquences selon la fréquence du signal et la teneur en eau du sol

Toujours selon Ulaby et al. (1981) et Werle (1988), la troisième raison qui justifie l'utilité des hyperfréquences en télédétection est le type d'informations qu'elles fournissent, qui diffère des renseignements que procurent les ondes du visible et de l'infrarouge. Ces informations sont complémentaires et permettent de caractériser la surface sondée selon différents aspects. Par exemple, l'image infrarouge d'une région quelconque sera fortement influencée par la résonance moléculaire des couches superficielles de végétation et de sol, alors que ce seront les propriétés géométriques,

l'humidité du sol et le volume de végétation qui détermineront les teintes présentes sur l'image en hyperfréquences du même secteur.

2.2 Le radar imageur

On distingue deux formes de télédétection par hyperfréquences, soient les formes passive et active. La forme passive comprend la détection des hyperfréquences naturellement émises par la surface terrestre ou celles émises par le soleil et qui sont réfléchies par la surface. Or, les surfaces émettent naturellement très peu d'hyperfréquences de sorte qu'un capteur passif devra avoir un champ de vision élevé afin de capter suffisamment d'énergie pour la mesure d'un signal. Par conséquent, la résolution des systèmes avec capteur passif est très faible.

Contrairement à la télédétection passive, la forme active implique l'utilisation d'un radar. Ce dernier émet sa propre énergie en quantité suffisante pour améliorer grandement la résolution au sol. Le terme radar est une abréviation de l'anglais *Radio Detection and Ranging*. Bonn et Rochon (1992) et Hord (1986) le décrivent comme un capteur communément utilisé en télédétection qui possède sa propre source d'énergie – les hyperfréquences – dont il balaie les cibles. Le radar émet un signal (micro-ondes) sous forme d'impulsions et capte les échos lorsque les ondes émises sont réfléchies par la cible. Comme les propriétés de la source d'énergie sont connues de manière précise, le temps nécessaire à une onde pour atteindre l'objet détecté et revenir vers l'antenne du radar peut être déterminée en comparant le temps séparant l'émission de la réception. En utilisant la vitesse d'une onde électromagnétique dans l'espace (3×10^8 m/s), le temps mesuré peut être converti en mesure de distance: c'est la télémétrie. Au même moment, la détection s'effectue par la mesure de l'intensité du signal rétrodiffusé en direction de l'antenne radar. Celui-ci mesure la réflectance (rapport de l'énergie réfléchie sur l'énergie incidente) qui donne lieu aux différents tons de gris associés à chacun des

pixels d'une image radar, un pixel désignant le plus petit élément de teinte homogène d'une image enregistrée. Cette manière de fonctionner s'applique au radar à ouverture réelle (ROR) qui est un radar imageur conventionnel. Le radar à synthèse d'ouverture (RSO), dont il sera question plus loin, opère sous un principe plus complexe où l'image est reconstituée avec l'aide de l'amplitude et de la phase du signal radar rétrodiffusé par rapport au signal émis.

Selon Ulaby et al. (1982), également cités par Werle (1988), tous les radars imageurs utilisent un système à visée latérale. Une plate-forme comportant un capteur actif à hyperfréquences se déplace en visant latéralement le sol d'un faisceau large, c'est-à-dire perpendiculairement à sa course. Le radar en déplacement balaie donc une bande au sol en émettant régulièrement des impulsions et les échos réfléchis par la cible puis captés par le radar servent à constituer une image de la surface éclairée par les micro-ondes. Le contenu de ces images dépend essentiellement des paramètres du radar, dont le rendement est décrit par l'équation du radar, et ceux de la cible. Ce sont ces principaux aspects qui sont abordés dans les sous-sections suivantes.

2.2.1 Paramètres du radar

Les images acquises par le radar sont entres autres modulées par les paramètres de ce dernier qui sont la géométrie de visée, la résolution spatiale, la longueur d'onde et la polarisation. Les divers éléments en rapport avec les trois premiers paramètres sont illustrés à la figure 2.3.

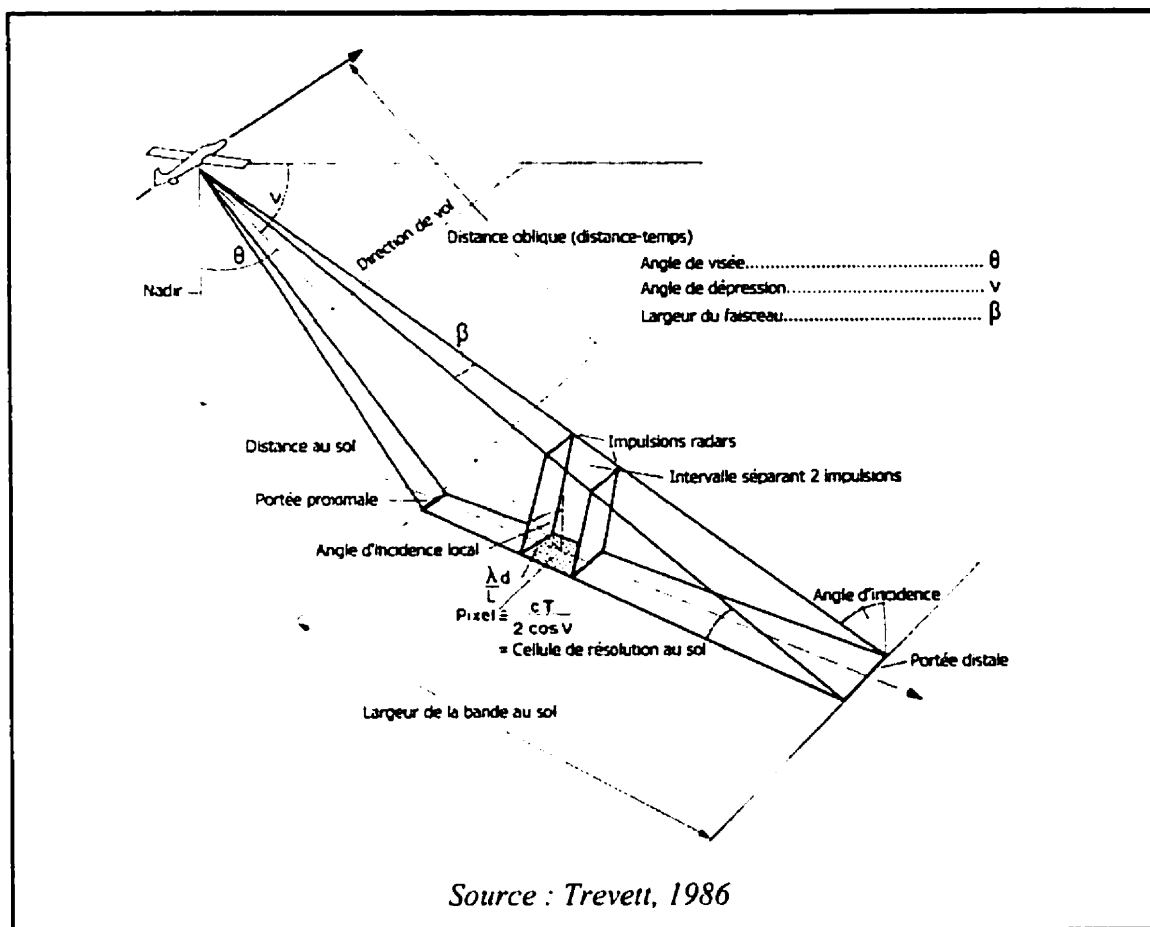


Figure 2.3 : Paramètres géométriques du radar à ouverture réelle

2.2.1.1 Géométrie de visée

Tel que mentionné antérieurement, les radars aéroportés et spatioportés sont caractérisés par une géométrie de visée procurant une vue latérale, telle que montrée à la figure 2.3. Les auteurs Trevett (1986) et Hord (1986), de même que Colwell (1983) et Sabins (1978), tous deux cités par Werle (1988), la décrivent en détails. La plate-forme voyage dans la direction de vol avec le nadir qui est la verticale située directement sous la plate-forme. Le faisceau d'hyperfréquences de largeur angulaire β est transmis latéralement et illumine un couloir au sol de forme trapézoïdale. La partie de ce couloir qui est

située le plus près du nadir est appelée portée proximale alors que la portée distale en désigne la partie éloignée. Lorsqu'il est en fonction, le radar mesure la distance oblique qui correspond à la distance radiale entre le radar et chaque cible sur le terrain. Elle est déterminée à partir du temps nécessaire à une impulsion pour quitter l'antenne du radar et y revenir. On la distingue de la distance au sol qui est la vraie distance horizontale mesurée au sol, correspondant à chaque point mesuré dans la distance oblique.

Par ailleurs, l'angle d'incidence, θ , est celui que fait le faisceau du radar avec la verticale. Il croît localement de la portée proximale jusqu'à la portée distale et peut théoriquement prendre des valeurs variant entre 0° et 90° . Cependant, Hord (1986) mentionne qu'en pratique, les angles d'incidence très faibles sont évités à cause de la géométrie de visée qui rend difficiles les mesures précises de distance au sol à partir des mesures de distance-temps près de la verticale. À cet endroit, les échos radars seraient trop rapprochés et donc peu utiles. Les angles d'incidence avoisinant les 90° sont également proscrits à cause de l'effet d'ombre radar. À cause de ces limitations, l'acquisition d'images par radar s'effectue normalement à des angles d'incidence variant entre 20° et 80° . Enfin, l'angle de dépression, ν , désigne l'angle partant de l'horizontale jusqu'à la bissectrice du faisceau incident.

2.2.1.2 Résolution spatiale

La résolution spatiale est associée à la division de l'image acquise en un nombre élevé d'éléments discrets (pixels). Selon Colwell (1983), la résolution spatiale est un concept complexe souvent considéré à tort comme étant élémentaire. Cette complexité vient du fait qu'il existe plusieurs manières de décrire les caractéristiques de la résolution d'une image ou d'un système. Cependant, plusieurs auteurs (Colwell, 1983; Sabins, 1978; Trevett, 1986) s'accordent pour définir la limite de résolution spatiale comme étant la distance minimale devant séparer deux cibles réfléchissant les ondes radar pour que

celles-ci puissent produire deux signaux distincts sur l'image. La résolution spatiale du radar à visée latérale est un aspect important dans l'acquisition d'images et qui découle en grande partie de la géométrie de visée particulière décrite précédemment. À ce concept est associé la cellule de résolution, qui est une aire à laquelle correspond un signal moyen de rétrodiffusion enregistré sur l'image (Trevett, 1986). Tel qu'expliqué par Bonn et Rochon (1992), la résolution spatiale est caractérisée par des limites de résolution transversale et longitudinale différentes. Chacune d'elles sera décrite ci-après.

- ***Limite de résolution transversale***

La limite de résolution transversale correspond à la distance transversale minimale devant séparer 2 cibles au sol pour que celles-ci puissent être distinguées sur l'image. Cette distinction n'est possible que si leur séparation est supérieure à la moitié de la longueur d'onde de l'impulsion. Mathématiquement, 2 objets sont confondus si :

$$\Delta d \leq \frac{c\tau}{2} \quad (2.1)$$

où Δd : distance oblique transversale séparant les deux objets (m);

c : vitesse de la lumière (3×10^8 m/s);

τ : durée d'une impulsion (s).

Le dénominateur 2 fait référence au fait que l'onde doit parcourir 2 fois la distance radar-cible entre son émission et sa réception. Ainsi, 2 objets séparés par une distance oblique inférieure à $(c\tau)/2$ sont confondus sur l'image puisque leurs échos se superposent. En projetant la distance oblique en distance-sol, on obtient l'équation mathématique de la résolution transversale telle que donnée par Bonn et Rochon (1992) :

$$r_t = \frac{c\tau}{2\cos v} \quad (2.2)$$

où r_t : limite de résolution transversale (m);
 v : angle de dépression (degrés).

Ainsi, la limite de résolution transversale est indépendante de la longueur d'onde et de l'altitude de la plate-forme. Par contre, elle dépend de l'angle d'incidence qui commande son complément, l'angle de dépression.

• *Limite de résolution longitudinale*

Toujours selon Bonn et Rochon (1992), la résolution longitudinale, ou azimutale, désigne la largeur du faisceau d'ouverture à son contact avec le sol. Or, l'angle d'ouverture du faisceau est approximativement égal au rapport de la longueur d'onde sur la dimension de l'antenne émettrice et réceptrice, ce qui s'exprime mathématiquement comme suit :

$$r_l \approx \frac{\lambda d}{L} \approx \frac{\lambda}{L} \cdot \frac{h}{\sin \theta} \quad (2.3)$$

où r_l : résolution longitudinale (m);
 λ : longueur d'onde (m);
 L : longueur de l'antenne (m);
 d : distance oblique (m);
 h : élévation de la plate-forme (m).

Comme la relation l'indique, la largeur du faisceau est inversement proportionnelle à la longueur de l'antenne, ce qui signifie qu'une antenne plus longue produira un faisceau mince auquel sera associé une résolution azimutale accrue. D'autre part, comme la largeur au sol du faisceau latéral est plus étroite à la portée proximale qu'à la portée

distale, la résolution azimutale près du nadir sera meilleure qu'à l'endroit qui en est éloigné. La figure 2.4 illustre ce phénomène. On y voit 2 objets séparés d'une distance supérieure à la largeur du faisceau et qui peuvent être distingués sur l'image produite. Deux objets davantage éloignés du nadir et séparés par la même distance que les premiers ne sont toutefois pas discernables compte tenu de la baisse de résolution azimutale. La façon de contrer ce problème est l'augmentation de la longueur de l'antenne ou ouverture, c'est pourquoi on parle de radar à ouverture réelle (ROR)

Le ROR est un système utilisant une longue antenne (environ 5 à 6 mètres de longueur pour les ROR aéroportés) qui produit des trains d'ondes non cohérentes et utilise sa longueur pour obtenir la résolution transversale voulue (NASA/GSFC, 1999*). À chaque instant, le train d'ondes transmis se propage vers l'extérieur en un faisceau perpendiculaire à la ligne de vol. Comme le ROR est un système utilisé sur les plates-formes aéroportées, il produit une image continue dont chaque bande représente les échos enregistrés au fur et à mesure de l'avancement de la plate-forme. Toutefois, pour un ROR, la longueur de l'antenne est limitée par la taille de la plate-forme qui doit la soutenir. Pour les radars aéroportés, la longueur de l'antenne est limitée à un ou deux mètres (CCT, 1998*), tandis qu'elle pourrait théoriquement atteindre des dimensions beaucoup plus considérables sur les radars spatioportés. Cependant, il est physiquement impossible de munir les radars spatioportés d'antennes très longues, c'est pourquoi il est nécessaire de les simuler.

Une façon d'augmenter virtuellement la longueur de l'antenne est le recours à un radar à synthèse d'ouverture (RSO). Selon Bonn et Rochon (1992) et Hord (1986), ce système utilise en particulier l'effet Doppler qui se traduit par des fréquences plus élevées lorsque l'avion se rapproche de la cible et plus basses lorsqu'il s'en éloigne. Le RSO garde en mémoire les échos provenant d'un grand nombre d'impulsions émises en prenant soin d'enregistrer la phase aussi bien que l'amplitude. Ces échos sont ensuite combinés de manière à ce que les signaux obtenus soient les mêmes que ceux

enregistrés à l'aide d'une très longue antenne. Ainsi, selon le document du CCT (1998*), la création d'une antenne virtuellement plus longue est rendue possible par l'utilisation du mouvement avant de la plate-forme et d'enregistrements et traitements spéciaux des signaux rétrodiffusés. Lorsque la cible entre dans la région au sol balayée par le faisceau radar, elle commence à émettre des échos qui sont captés et enregistrés par le radar tant et aussi longtemps que la cible se trouve à l'intérieur de la région balayée. Or l'éloignement de la cible par rapport au radar tend à diminuer la résolution azimutale à cause de la largeur accrue du faisceau. Cependant, le fait que le faisceau soit plus large a pour effet d'augmenter le temps durant lequel la cible est éclairée, ce qui se traduit par une amélioration de la résolution transversale de sorte que les deux effets s'annulent et la résolution transversale demeure constante sur tout le couloir balayé.

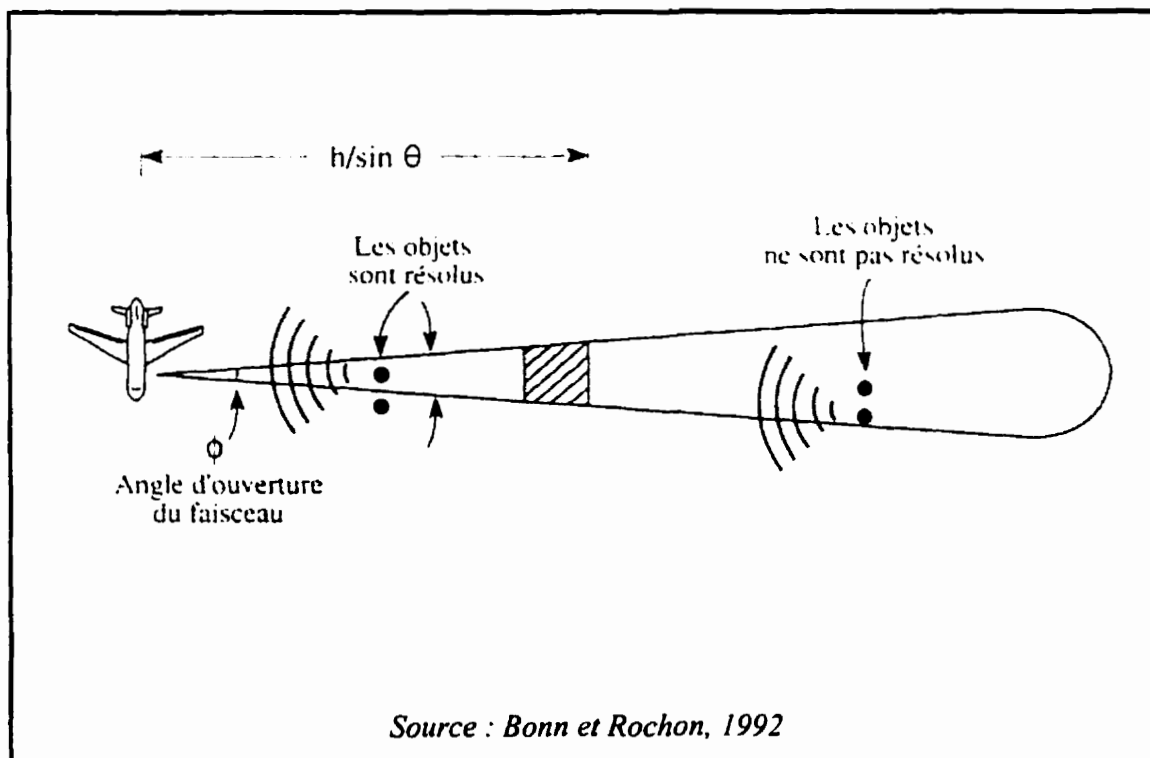


Figure 2.4 : Limite de résolution longitudinale

2.2.1.3 Longueur d'onde

La plage des hyperfréquences est beaucoup plus large que celle du visible ou de l'infrarouge. Cependant, les radars n'en utilisent que certaines bandes désignées par des lettres. Les principales plages de fréquences utilisées en télédétection par radar sont indiquées au tableau 2.2.

Tableau 2.2
Bandes utilisées en télédétection par radar

Bande	Fréquence (GHz)			Longueur d'onde (cm)		
P	0,225	–	0,39	133	–	76,9
L	0,39	–	1,55	76,9	–	19,4
S	1,55	–	3,9	19,4	–	7,69
C	3,9	–	5,75	7,69	–	5,21
X	5,75	–	10,9	5,21	–	2,75
Ku (J)	10,9	–	18	2,75	–	1,67
K	18	–	26,5	1,67	–	1,13
Ka (Q)	26,5	–	36,6	1,13	–	0,83

Source : adapté de Trevett, 1986

Les radars imageurs spatioportés actuels sont monochromatiques et n'utilisent donc qu'une seule bande alors que certains radars expérimentaux aéroportés sont dotés de 2 ou 3 bandes. Par ailleurs, selon Colwell (1983) et Trevett (1986), également cité par Werle (1988), le choix d'une longueur d'onde pour une application particulière dépend de plusieurs facteurs et ceux-ci ne sont pas toujours associés au type d'application envisagé. Les hyperfréquences sont essentiellement des ondes radio, ce qui implique que certaines d'entre elles, dans les plus hautes fréquences, ne peuvent être utilisées sans qu'il y ait danger d'interférence avec les autres bandes, principalement militaires. Les bandes désignées pour la télédétection ont donc été allouées par l'Union

Internationale des télécommunications en tenant compte de ces restrictions. D'autre part, le choix des longueurs d'ondes des radars spatiaux peut dépendre de la puissance disponible, elle-même limitée par les dimensions et la conception des panneaux solaires servant à l'alimentation des piles du satellite. Le type d'interaction des longueurs d'onde avec la surface terrestre doit également être considéré. L'intensité des échos radars varie selon la constante diélectrique du sol et sa rugosité, sans compter que les longueurs d'ondes élevées pénètrent plus profondément le sol et le couvert végétal que celles qui sont basses.

2.2.1.4 Polarisation

La polarisation d'une onde électromagnétique est définie comme étant l'orientation du champ électrique en un point donné de l'espace, pendant une période d'oscillation (Werle, 1988). La polarisation peut être verticale (V) ou horizontale (H). Bonn et Rochon (1992) de même que Werle (1988) mentionnent que la plupart des radars modernes peuvent émettre des ondes ayant l'une ou l'autre des polarisations, et recevoir les signaux rétrodiffusés soit en polarisation verticale ou horizontale. Ainsi, pour une seule fréquence, quatre modes d'acquisition peuvent être sélectionnés selon les quatre combinaisons possibles de polarisation pour l'émission et la réception des hyperfréquences. Chaque mode est identifié par deux lettres dont la première désigne la polarisation de l'onde émise alors que la seconde correspond à la polarisation des signaux reçus. Ce sont les modes HH, VV, HV et VH. Les deux premières combinaisons sont des polarisations parallèles alors que les deux autres sont des polarisations croisées. Les images acquises en polarisation parallèle ont normalement l'avantage de présenter une rétrodiffusion plus forte que celles prises en polarisations croisées. D'autre part, la polarisation des ondes radars fournit des renseignements précieux sur la surface observée. Comme le mentionnent Bonn et Rochon (1992), Trevett (1986) et Werle (1988), lorsqu'un radar émet une onde soit verticalement ou

horizontalement polarisée vers une surface, celle-ci dépolarise une partie des micro-ondes reçues. L'énergie réfléchie vers le radar sera donc composée d'une partie polarisée et d'une autre, non polarisée. L'importance de cette dépolarisation, mesurée par l'intermédiaire de l'un ou l'autre des quatre modes disponibles, est entre autres liée à la rugosité du sol. Elachi (1987) cité par Werle (1988), mentionne également un fait intéressant : les micro-ondes polarisées horizontalement arrivant à la surface d'un faible couvert végétal modélisé par de courts dipôles verticaux, ne réagissent pas avec ce dernier, mais sont plutôt diffusés par la surface du sol sous-jacent.

2.2.2 Paramètres des cibles visées

Les hyperfréquences émises par le radar en direction de la surface terrestre peuvent être soit réfléchies, diffusées ou absorbées par celle-ci. La quantité de micro-ondes rétrodiffusée vers le capteur dépend en partie de la rugosité de surface qui contrôle la diffusion et de ses propriétés électriques, qui influencent la capacité de pénétration des ondes sous la surface. Ces deux paramètres relatifs aux cibles visées par le faisceau radar sont décrits dans les deux prochaines sous-sections. Par ailleurs, bien qu'il existe plusieurs sous-mécanismes de diffusion et de réflexion qui influencent l'aspect des images acquises en télédétection par radar, seules les diffusions de surface et volumique seront abordées ultérieurement. En effet, ces deux phénomènes couvrent à eux seuls les aspects les plus importants de la rétrodiffusion nécessaires à l'interprétation adéquate des images radar.

2.2.2.1 Rugosité de surface

Ulaby et al. (1982) définissent la rugosité de surface comme étant la variation statistique et aléatoire de la hauteur de la surface, par rapport à une surface de référence. Comme

le mentionnent Bonn et Rochon (1992), elle est habituellement caractérisée par deux paramètres qui sont l'écart-type h de la variation des irrégularités de surface, appelé aussi hauteur quadratique ou hauteur RMS (abréviation de *Root Mean Square*) et la longueur de corrélation de surface. L'écart-type de la variation des irrégularités de surface est calculé de la manière suivante :

$$h = \sqrt{\overline{(z^2)} - (\bar{z})^2} \quad (2.4)$$

où z est la hauteur au-dessus du plan x-y.

Pour ce qui est de la longueur de corrélation, celle-ci est définie par rapport à l'équation normalisée d'autocorrélation $\rho(x')$. Pour un profil unidimensionnel, Ulaby et al. (1982) expriment cette équation dans le cas discret comme suit :

$$\rho(x') = \frac{\sum_{i=1}^{x'+1-j} z_i z_{j+i-1}}{\sum_{i=1}^N z_i^2} \quad (2.5)$$

où $x' = (j-1)\Delta x$ et j est un nombre entier supérieur ou égal à 1;
 Δx = distance séparant les points x et x' .

La longueur de corrélation, l , est habituellement définie comme le déplacement x' pour lequel $\rho(x')$ est égal à $1/e$. Toujours selon Ulaby et al. (1982), la longueur de corrélation sert à évaluer l'indépendance statistique des hauteurs de deux points sur une surface. Si la distance horizontale qui les sépare est supérieure à l , leurs hauteurs sont considérées comme approximativement indépendantes du point de vue statistique. Ces deux paramètres, h et l , sont utilisés dans plusieurs modèles servant entre autres à évaluer l'humidité du sol à partir d'images radars.

D'autre part, la rugosité est liée aux faibles irrégularités de surface et est habituellement exprimée en centimètres. On la distingue de la topographie du terrain qui fait référence aux variations plus importantes du relief terrestre évaluées en mètres ou même en centaines de mètres. Ces variations sont plutôt exprimées sur les images radar par les zones d'ombre et de lumière (Sabins, 1978). Bien que la rugosité de surface ait une valeur unique, l'échelle servant à évaluer l'importance de cette valeur est relative. En effet, les critères servant à qualifier une surface de rugueuse, intermédiaire ou lisse dépendent à la fois de la longueur d'onde et de l'angle de dépression associé au faisceau radar. Une surface rugueuse produira des échos intenses en direction du radar qui se traduiront par une teinte pâle sur l'image. Quant à la surface lisse, elle absorbera les micro-ondes ou les réfléchira dans une autre direction que celle du capteur de sorte que la teinte résultante sera sombre. Ce sont les critères déterminés par Peake et Olivier (1971), cités par Bonn et Rochon (1992) et Sabins (1978), qui permettent de déterminer si une surface est lisse, intermédiaire ou rugueuse. Ainsi, une surface est qualifiée de lisse si sa rugosité de surface h respecte la relation suivante :

$$h < \frac{\lambda}{25 \cos \theta} \quad (2.6)$$

où λ : longueur d'onde du rayonnement incident;
 θ : angle d'incidence local.

La surface est considérée rugueuse si :

$$h > \frac{\lambda}{4,4 \cos \theta} \quad (2.7)$$

Toute surface ayant une rugosité comprise entre les deux valeurs précédentes possède une rugosité intermédiaire. Ainsi, selon ces critères, une surface éclairée par une onde

de longueur λ pourra paraître rugueuse, donc très pâle, sous un angle d'incidence élevé alors qu'elle sera considérée lisse si cet angle d'incidence est suffisamment abaissé. De la même manière, si l'angle d'incidence demeure constant, une surface éclairée par une longueur d'onde élevée apparaîtra sombre sur l'image alors qu'elle sera très claire si la longueur d'onde est considérablement diminuée.

Par ailleurs, les mécanismes d'interaction du rayonnement incident avec la surface ciblée sont de trois types : réflexion spéculaire, diffusion (ou réflexion diffuse) et absorption. Plusieurs auteurs (Bonn et Rochon, 1992; Sabins, 1978; Trevett, 1986) les expliquent en détails. À titre d'exemple, l'interaction entre un faisceau radar en bande X ($\lambda=3$ cm) et le sol balayé avec un angle de dépression de 45° est illustré à la figure 2.5. La réflexion spéculaire est le principal mécanisme d'interaction des hyperfréquences avec une surface lisse ($h<0,17$ cm). Les ondes réfléchies par la surface le sont à un angle égal à l'angle d'incidence (figure 2.5a). Comme les échos radars sont réfléchis dans une direction autre que celle du capteur, celui-ci n'en perçoit pratiquement aucun et les surfaces lisses apparaissent sombres à ces endroits de l'image acquise. La diffusion égale des rayons dans toutes les directions survient sur les surfaces rugueuses ($h>0,96$ cm). Les rayons incidents sont alors re-dirigés dans toutes les directions à cause de la création de nombreux petits centres de diffusion (figure 2.5c). Pour les surfaces de rugosité intermédiaire, une partie de l'énergie incidente est réfléchie de manière spéculaire dans une direction préférentielle alors qu'une autre grande partie est diffusée dans toutes les directions (figure 2.5b). D'autre part, tous les types de surfaces soumises à un rayonnement d'hyperfréquences ont la capacité d'absorber une partie de l'énergie incidente. Cette capacité d'absorption est surtout liée aux propriétés électriques de la surface qui sont le principal sujet de la sous-section suivante.

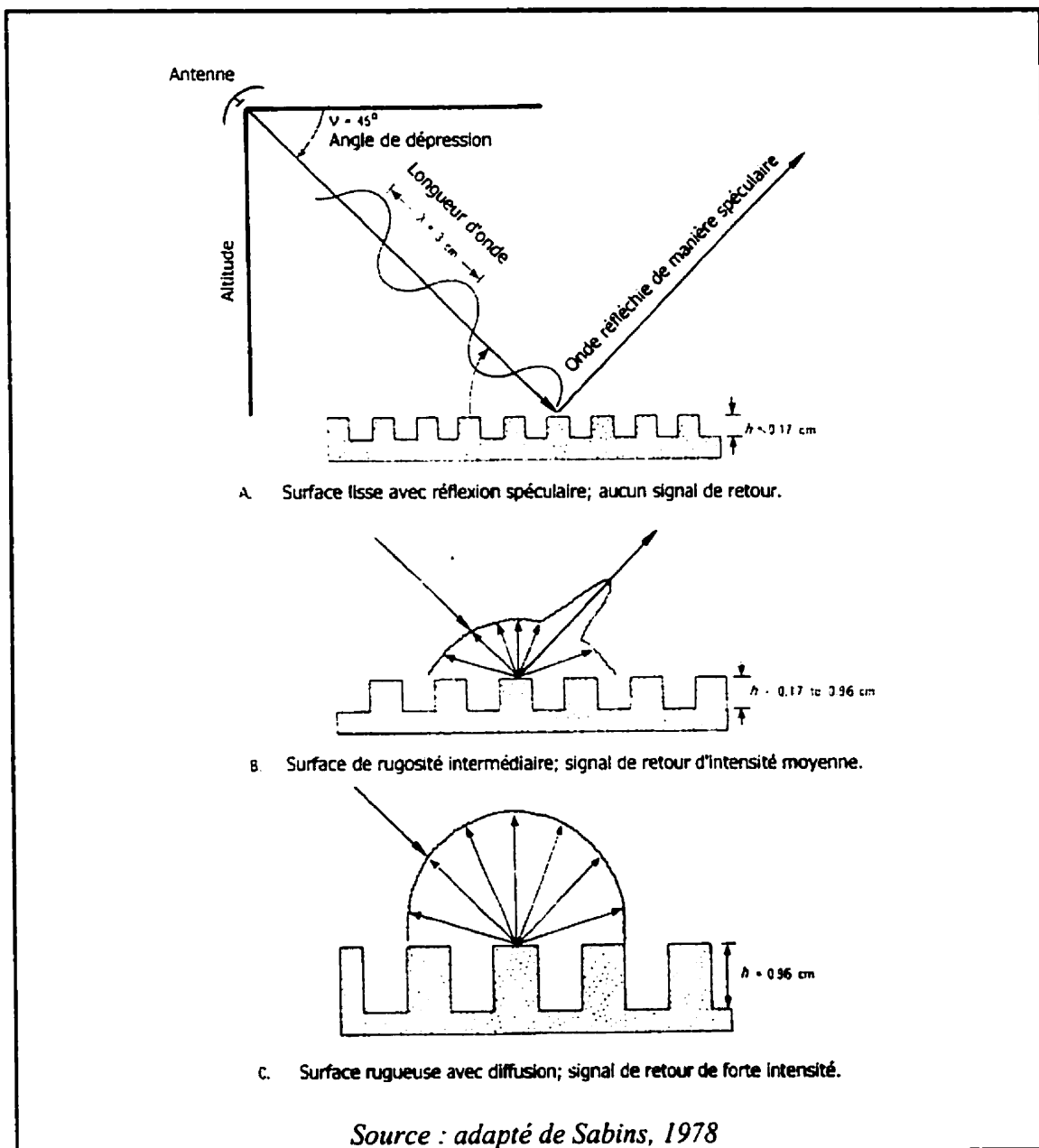


Figure 2.5 : Rugosité de surface et intensité de rétrodiffusion pour la bande X ($\lambda = 3$ cm)

2.2.2.2 Constante diélectrique complexe

La constante diélectrique ε , selon Bonn et Rochon (1992), est le paramètre qui décrit la réponse d'un corps placé dans un champ électrique. Sa valeur dépend de la répartition des charges électriques dans le milieu considéré. Elle comporte une partie réelle appelée permittivité et désignée par ε' , et une partie imaginaire, $j\varepsilon''$, qui est un facteur de perte désignant la conductivité (Trevett, 1986; Werle, 1988). Ainsi, la constante diélectrique peut être exprimée sous la forme :

$$\varepsilon = \varepsilon' - j\varepsilon'', \quad \text{avec } j = \sqrt{-1} \quad (2.8)$$

Selon Colwell (1983), cité par Werle (1988), la permittivité et la conductivité d'un milieu quelconque dépendent en grande partie de sa teneur en eau liquide et, dans une moindre proportion, de la fréquence de l'onde incidente et de la structure de ce milieu. Ainsi, une augmentation de la valeur de la constante diélectrique suite à la hausse de la teneur en eau, se traduira par une réflectivité accrue de la surface et donc par une augmentation de l'intensité du signal rétrodiffusé. Bonn et Rochon (1992) mentionnent que le lien existant entre la teneur en eau d'un milieu et sa constante diélectrique est due au fait que les molécules d'eau sont fortement polarisées. Elles se comportent donc comme autant de petits dipôles électriques qui interagissent avec les hyperfréquences incidentes et affectent leur propagation et leur émission.

D'autre part, McDonald et Waite (1973), cités par Sabins (1978), et Werle (1988) mentionnent que les valeurs de constantes diélectriques de la plupart des substances sèches que l'on retrouve dans la nature se situent entre 3 et 8. Comparativement à ces valeurs considérablement basses, la constante diélectrique de l'eau liquide peut s'élever à 80, ce qui explique les propriétés hautement réfléchissantes des lacs et autres plans d'eau. Selon Sabins (1978), les propriétés des surfaces naturelles qui contrôlent leur signatures radar sont principalement la rugosité de surface et la teneur en eau. Les

propriétés diélectriques elles-mêmes sont rarement considérées lors de l'interprétation d'une image radar.

2.2.2.3 Diffusion de surface

Selon Sabins (1978), la profondeur de pénétration des ondes radar sous une surface quelconque varie proportionnellement à la longueur d'onde du faisceau incident et de manière inversement proportionnelle avec la valeur de la constante diélectrique complexe du matériel sondé. Lorsque la profondeur de pénétration est excessivement faible, seule l'interface (ou discontinuité) diélectrique provoque des échos : c'est la diffusion de surface. L'intensité de celle-ci est proportionnelle à la constante diélectrique complexe de la surface alors que sa rugosité gouverne la direction préférentielle de la dispersion (Ulaby et al., 1982). La diffusion de surface se produit, par exemple, à la limite supérieure des plans d'eau dont la valeur élevée de la constante diélectrique limite la pénétration des micro-ondes à quelques millimètres sous l'interface air-eau. Les mécanismes de rétrodiffusion mis en cause sont principalement la réflexion spéculaire, la diffusion ou une combinaison des deux, selon la rugosité de la surface et les paramètres du radar (Colwell, 1983, cité par Werle, 1988).

2.2.2.4 Diffusion volumique

La diffusion volumique fait référence aux échos radar engendrés par les hétérogénéités situées sous la surface de discontinuité supérieure d'un volume visé. Les micro-ondes pénétrant la cible sur une certaine distance sont diffusées dans toutes les directions par les différentes discontinuités diélectriques qui s'y trouvent. Cependant, dans plusieurs cas, le signal perçu par le capteur sera la somme des diffusions de surface et volumique dont l'importance variera en fonction de l'influence relative des cibles en surface et de

celles sous la surface (Trevett, 1986). Par exemple, lorsqu'un couvert végétal tel une forêt est éclairé par un faisceau de micro-ondes, seule une faible partie de l'énergie incidente est rétrodiffusée par la surface des feuilles supérieures en raison de la grande permittivité relative de cette première interface. Une portion plus importante du faisceau pénètre profondément sous la surface et est diffusée dans toutes les directions par les différents éléments qui s'y trouvent : feuilles, branches, troncs, etc. Ce milieu apparaît hétérogène pour les hyperfréquences dont les longueurs d'ondes sont de l'ordre du centimètre. Il faut toutefois noter que la diffusion volumique n'est pas une caractéristique propre aux couverts végétaux; elle peut également se produire dans les couches supérieures des sols plus secs. Comme les hyperfréquences y pénètrent davantage en profondeur, elles sont plus susceptibles d'être rétrodiffusées par leurs constituants (Colwell, 1983; Ulaby et al., 1982). Enfin, l'intensité des échos venant de la diffusion volumique est proportionnelle à l'importance des discontinuités diélectriques se trouvant sous la surface frontière et à leur densité (Ulaby et al., 1982).

2.2.3 Équation radar

La représentation d'une cible sur une image acquise par radar se fait par la mesure quantitative de sa diffusion désignée par le paramètre σ_r . Celui-ci est défini par Werle (1988) comme étant:

« la section efficace de diffusion, c'est-à-dire la superficie qui intercepte la quantité de puissance de polarisation t qui, lorsqu'elle est diffusée isotropiquement, donne un écho de polarisation r égal à celui qui est associé à la cible. »

On appelle diffusomètre tout appareil servant à évaluer quantitativement la diffusion d'une surface et en ce sens, le radar en est un type. Le fonctionnement d'un diffusomètre est étroitement lié à l'équation radar qui est une relation mathématique associant les paramètres de la cible et ceux du radar à la puissance captée par l'antenne.

Bonn et Rochon (1992) exposent cette équation dont la forme simplifiée correspond au cas où une antenne sert à la fois à l'émission et à la réception des signaux :

$$P_r = \frac{P_t G_t^2 \lambda^2}{(4\pi)^3 R^4} \sigma_n \quad (2.9)$$

où P_r : puissance reçue à la polarisation r (Watts);
 P_t : puissance émise à la polarisation t (Watts);
 G_t : gain de l'antenne émettrice, dans la direction de la cible, à la polarisation t (dB);
 λ : longueur d'onde du signal (m);
 R : distance oblique entre le radar et la cible (m);
 σ_n : section efficace de diffusion ou surface équivalente radar (m^2).

Par ailleurs, la section efficace de diffusion correspond au produit de la surface de l'antenne, A (m^2), par une quantité appelée surface de diffusion moyenne par unité de surface ou coefficient de diffusion σ_n^o . Celui-ci est exprimé mathématiquement par la relation suivante (Bonn et Rochon, 1992) :

$$\sigma_n = A \sigma_n^o \quad (2.10)$$

Le coefficient de diffusion est le paramètre couramment utilisé en diffusométrie. C'est d'ailleurs celui qu'on extrait des images radar pour évaluer la teneur en eau des sols ciblés. Il ne possède pas d'unité mais comme la plage des valeurs qu'il peut prendre est très étendue, il est habituellement exprimé en décibels (dB).

Il est à noter que l'équation radar précédemment décrite fait abstraction de certains facteurs tels la perte de puissance survenant lors de la transmission à travers l'atmosphère, ou les caractéristiques plus particulières de l'antenne ou de la cible. Sa

précision est tout de même jugée suffisante pour l'utilisation qu'on en fait en télédétection.

2.2.4 Caractéristiques de RADARSAT

Plusieurs systèmes spatioportés ont été développés par différents pays soucieux d'observer la Terre à grande échelle. Des satellites tels LANDSAT (*LAND SATellite*), des Etats-Unis, et SPOT (Satellite Pour l'Observation de la Terre), de la France, utilisent des capteurs enregistrant les longueurs d'ondes du visible et de l'infrarouge émises ou réfléchies par la surface terrestre. Les images ainsi acquises permettent entre autres l'identification des différents types de végétation et de plantes (proche infrarouge), l'identification des traits culturels et urbains (bleu, vert et rouge), la cartographie côtière (bleu), etc. (CCT, 1998*).

Contrairement à ces systèmes tributaires des conditions météorologiques et de l'éclairement de la surface terrestre par le soleil, d'autres capteurs sont actifs et fonctionnent dans le domaine des hyperfréquences : ce sont les satellites radar ERS-1 (Europe), JERS-1 (Japon) et RADARSAT. Ce dernier est un satellite canadien qui fut lancé en novembre 1995 dans le but d'assurer la surveillance des changements environnementaux et des ressources naturelles de la planète. Les images qu'il fournit sont susceptibles de fournir des informations importantes relatives au domaine de l'hydrologie. L'imagerie satellitaire de RADARSAT facilite non seulement la mesure de l'humidité du sol, mais aussi le suivi des inondations et des glaces, de même que l'évaluation des dommages qui en résultent. Les performances appréciables du satellite dans ces types d'application peuvent être entre autres attribuées aux caractéristiques particulières de son radar à synthèse d'ouverture (RSO) et de son orbite.

2.2.4.1 Caractéristiques du RSO

RADARSAT utilise un radar à synthèse d'ouverture (RSO) fonctionnant en bande C à une fréquence de 5,3 GHz, ce qui correspond à une longueur d'onde de 5,6 cm. Son antenne de 15 m de longueur par 1,5 m de largeur est configurée pour émettre et recevoir les hyperfréquences en polarisation horizontale (mode HH). La particularité du satellite canadien est sa capacité d'orienter et de conformer son faisceau dans un couloir de 500 km. Il peut ainsi opérer en plusieurs modes, qui font référence à des largeurs de fauchées pouvant varier entre 45 et 500 km pour des angles d'incidence compris entre 10° et 60° et des résolutions allant de 8 à 100 m (ASC, 1998*). Les différents modes d'opération de RADARSAT sont illustrés à la figure 2.6 et leurs principales caractéristiques sont décrites au tableau 2.3.

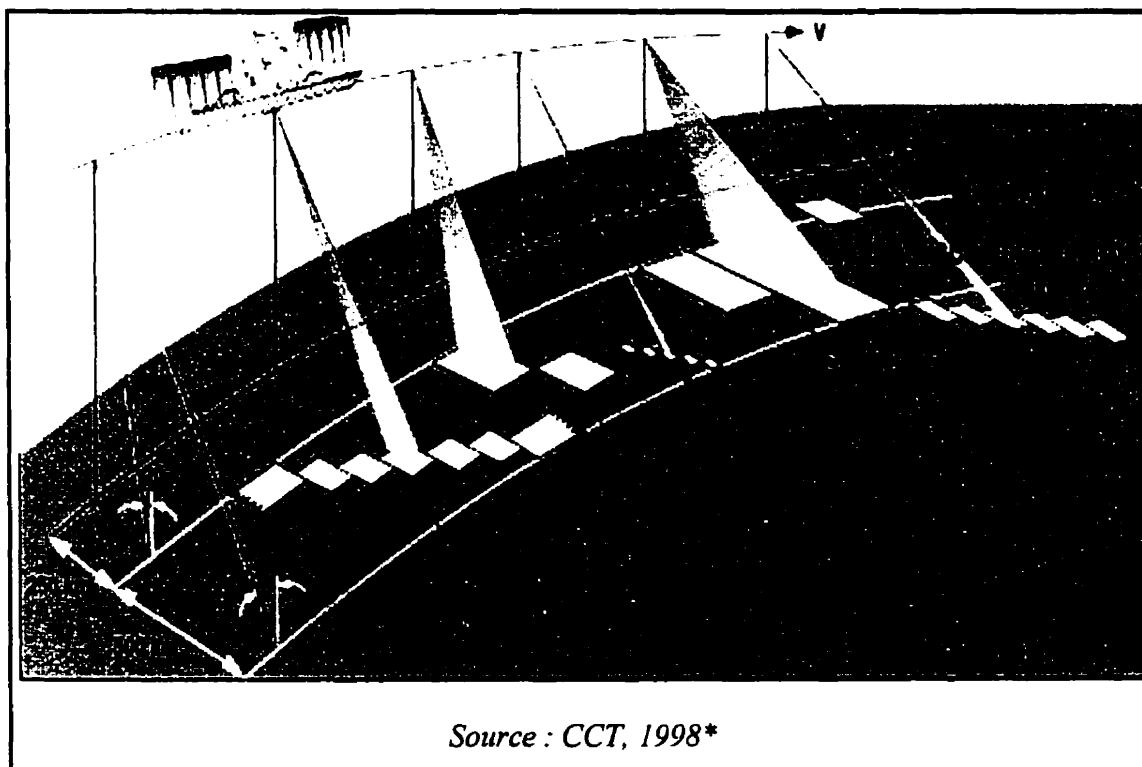


Figure 2.6 : Modes d'exploitation du RSO de RADARSAT

Tableau 2.3
Caractéristiques des modes d'exploitation de RADARSAT

Mode	Faisceaux	Recouvrement (%)	Décalage du nadir (km)	Largeur de fauchée (km)	Résolution		Visées	Angle d'incidence (degrés)
					long. (m)	transv. (m)		
Standard	7	10	~250	100	28	25	4	20-49°
Large	W1	10	~250	150	28	35	4	20-45°
	W2					27		
	W3					23		
Fin	5	10	~500	50	9	8-9	1	35-49°
ScanSAR (étroit)	1	n/a	~250	300	50	50	2-4	20-40°
			~400					
ScanSAR (large)	1	n/a	~250	500	100	100	4-8	32-46°
				400				20-50°
Faisceaux Prolongés (haute incid.)	6	3	~500	75	28	25	4	50-60°
Faisceaux Prolongés (faible incid.)	1	n/a	~125	75	28	25	4	10-20°

Source : CCT, 1998*

2.2.4.2 Caractéristiques orbitales

RADARSAT voyage autour de la Terre à une altitude variant de 793 à 821 km. Son orbite circulaire, incliné à $98,6^\circ$, est héliosynchrone. Cette caractéristique fait en sorte que les panneaux solaires du satellite sont exposés en quasi permanence aux rayons du soleil, ce qui lui permet de profiter au maximum de cette source d'énergie plutôt que d'utiliser les batteries d'accumulateurs dont il est muni. De plus, l'orbite héliosynchrone implique que les passages du satellite au-dessus d'un même point se font toujours à la même heure locale. Pour l'acquisition de données multi-temporelles, ceci représente un avantage marquant puisque les données ainsi recueillies ne sont pas affectées par les variations inhérentes à l'éclairement de la surface terrestre par le soleil aux différentes heures du jour (ASC, 1998*).

Par ailleurs, RADARSAT met 100,7 minutes pour décrire une trajectoire orbitale, trajectoire qu'il effectue 14 fois par jour. Le temps nécessaire à la réalisation d'un cycle orbital complet est de 24 jours. Ainsi, s'il est exploité en mode SCANSAR (fauchée de largeur maximale – 500 km), RADARSAT peut survoler l'Arctique (au nord de 70° N) quotidiennement, il peut observer à des intervalles de 4 jours n'importe quel point du territoire canadien (au nord de 48° N) et couvrir complètement toute région du globe située au nord de 80° S à tous les 6 jours. Le satellite ne peut cependant pas enregistrer en tout temps; il peut acquérir des données sur une durée maximale de 28 minutes par orbite, ce qui correspond à une étendue maximale de 1,1 million de kilomètres carrés de territoire couvert. Ces données sont transmises en temps réel sur Terre à une station réceptrice. Si aucune n'est en vue, elles sont stockées sur l'un des 2 enregistreurs sur bande du système jusqu'à ce qu'il y en ait une qui soit à portée du satellite (ASC, 1998*). Une fois parvenues à la station réceptrice, les données RADARSAT peuvent être livrées aux utilisateurs sur papier ou sur support numérique, tel que le cédérom.

C'est sous ce dernier format que les images RADARSAT utilisées pour la présente étude ont été obtenues de l'entreprise privée canadienne RADARSAT International Inc. (RSI). Les opérations effectuées à l'aide de ces dernières avaient pour but la détermination de l'humidité superficielle du sol à l'échelle d'un bassin versant. Avant de décrire la méthodologie utilisée pour parvenir à cette fin, il est nécessaire d'explorer les différentes recherches effectuées jusqu'à présent dans ce domaine, c'est pourquoi le chapitre III traite principalement de l'état des connaissances actuelles quant à l'évaluation de la teneur en eau volumique à l'aide des hyperfréquences.

CHAPITRE III

REVUE DE LITTÉRATURE – DÉTECTION DE L'HUMIDITÉ SUPERFICIELLE DU SOL À L'AIDE DES HYPERFRÉQUENCES

L'humidité du sol est une composante importante du cycle hydrologique caractérisée par une grande variabilité spatiale et temporelle. Sa mesure est très utile pour le suivi de la croissance des cultures, la modélisation hydrologique et autres applications relevant des domaines de l'hydrologie, de la météorologie ou de l'agriculture. Par ailleurs, le suivi à grande échelle de la variation de l'humidité superficielle des sols est difficilement réalisable par des mesures ponctuelles in situ. Toutefois, il semble pouvoir être avantageusement effectué par le biais des images satellites prises dans la gamme des hyperfréquences puisque celles-ci sont entre autres sensibles aux variations des propriétés diélectriques des surfaces et qu'il existe un contraste important entre la constante diélectrique de l'eau et celle de la matière sèche. Ce chapitre a comme objectif premier la description des principaux développements en matière d'évaluation de l'humidité superficielle du sol à l'aide des hyperfréquences. Sans être exhaustive, cette revue de la littérature permet de situer la présente étude dans le contexte actuel de l'application de la télédétection dans le domaine de l'hydrologie.

Ce chapitre présente d'abord quelques généralités ayant trait à l'évaluation de l'humidité superficielle du sol à l'aide des hyperfréquences. Par la suite, il traite des paramètres optimaux des capteurs qui sont de préférence utilisés pour la détection de l'humidité superficielle. Le recours à ceux-ci facilite l'évaluation de la teneur en eau puisqu'ils permettent de minimiser les contributions de la rugosité du sol et de la végétation au signal rétrodiffusé. On trouve également à l'intérieur de ce chapitre la description des principaux modèles théoriques et empiriques disponibles pour lier le signal de rétrodiffusion aux paramètres de la surface et à ceux du capteur. Les possibilités d'application de chacun d'entre eux sont également discutés. D'autre part,

la contribution de la végétation au signal radar est prise en compte dans plusieurs modèles, dont le «cloud-model» (Attema et Ulaby, 1978), retenu ici pour sa simplicité et sa facilité d'utilisation. Une brève description de ce modèle empirique est donc disponible dans la sous-section suivante. Enfin, ce chapitre se termine avec deux descriptions empiriques de la relation existant entre la constante diélectrique de la surface et sa teneur en eau volumique. Comme les principaux modèles disponibles sont entre autres fonction de la constante diélectrique, leur inversion pour évaluer la teneur en eau volumique du sol nécessite l'utilisation d'un modèle supplémentaire permettant de faire le lien entre ces deux paramètres.

3.1 Généralités

L'intensité du signal rétrodiffusé est entre autres modulée par les propriétés diélectriques de la surface. Tel que mentionné à la section 2.2.2.2, la constante diélectrique varie considérablement en fonction de la teneur en eau, ce qui signifie qu'il existe théoriquement un lien entre l'humidité superficielle du sol et les coefficients de rétrodiffusion mesurés dans la gamme des hyperfréquences. C'est ce lien qui fut exploré par divers chercheurs en vue d'évaluer le potentiel des micro-ondes pour le suivi spatial et temporel de la teneur en eau superficielle.

En effet, depuis plus de vingt ans, plusieurs études ont été faites à partir de mesures de rétrodiffusion effectuées sur des champs agricoles, à l'aide de plates-formes basées au sol (Dubois et al., 1995; Oh et al., 1992; Xu et al., 1998) ou aéroportées (Geng et al., 1996; Ulaby et al., 1978; Ulaby et Batlivala, 1976), aussi bien que spatioportées (Cognard et al., 1995; Pultz et al., 1997; Rotunno Filho et al., 1995; Wang et al., 1986). Toutes ont démontré la dépendance plus ou moins marquée entre les mesures de rétrodiffusion faites pour différentes configurations du capteur (fréquence micro-onde, angle d'incidence et polarisation) et les mesures in situ de teneur en eau. Cependant,

comme l'intensité du signal rétrodiffusé dépend également de la rugosité du surface et du type de couvert végétal, l'évaluation de l'humidité superficielle nécessite la séparation des contributions de ces différents paramètres. On retrouve dans la littérature scientifique plusieurs modèles théoriques ou empiriques qui décrivent le lien existant entre ces variables et le coefficient de rétrodiffusion dans la plage des hyperfréquences (voir section 3.3 *Relation entre le coefficient de rétrodiffusion et les paramètres de surface*). Comme ils impliquent plusieurs inconnues, l'application de ces modèles nécessite l'utilisation de données multiples relatives à un site en particulier, telles des images prises à l'aide de plusieurs polarisations et fréquences (radars multibandes), qui fournissent des relations supplémentaires entre les différentes variables. À titre d'exemple, Dubois et al. (1995) de même que Rao et al. (1991) ont utilisé respectivement une approche « polarisations multiples » et « fréquences multiples » pour inverser les modèles qu'ils ont développés afin de calculer la rugosité et l'humidité associées aux valeurs de rétrodiffusion mesurées.

D'autre part, l'acquisition de données à des fréquences ou des polarisations différentes est chose possible avec les radars aéroportés tels que le diffusomètre Erasme monté sur un avion B17 lors des essais réalisés par Normand et al. (1991) ou encore avec les diffusomètres basés au sol (Bernard et al., 1982; Dubois et al., 1995). Toutefois, l'utilisation plus récente des plates-formes spatioportées ne permet pas encore la prise de données en polarisations et fréquences multiples, bien qu'elle présente d'autres avantages. En effet, les radars montés sur satellites peuvent fournir des images de régions plus vastes à haute résolution spatiale (25 m ou moins). C'est le cas, par exemple, des satellites ERS-1 et JERS-1 qui fonctionnent respectivement en bandes C et L. Parce qu'ils fournissent des images prises à l'aide d'une seule fréquence et en polarisation unique, il est nécessaire d'avoir recours, par exemple, à des données multitemporelles qui fournissent l'information supplémentaire nécessaire à l'extraction de la contribution de l'humidité du sol au signal radar. C'est cette méthode qui fut employée entre autres par Verhoest et Troch (1998) qui se sont attardés à la séparation de la

contribution de l'humidité du sol de celle des autres facteurs physiques influents tels la topographie et la couverture végétale, sur des images prises à l'aide d'un RSO.

Toujours dans le but d'isoler le plus possible la contribution de l'humidité du sol au signal rétrodiffusé, les effets de la rugosité du sol et du couvert végétal peuvent être minimisés par le choix adéquat des paramètres du capteurs. La détermination des paramètres optimaux d'un système d'acquisition à fréquence et polarisation uniques, pour l'évaluation de la teneur en eau superficielle, a fait l'objet de plusieurs études. Ce sont les différentes recherches effectuées en ce sens de même que les configurations finalement retenues qui sont décrites en détails dans la prochaine section.

3.2 Paramètres optimaux pour la détection de l'humidité

Bien qu'il ne soit pas possible de produire des images dans la plage des micro-ondes qui soient totalement indépendantes de la rugosité de surface et du couvert végétal, le choix de paramètres d'acquisition appropriés diminue la sensibilité du coefficient de rétrodiffusion à ces éléments considérés comme parasites dans le cadre de la détection de l'humidité superficielle du sol à l'aide d'un système fonctionnant à une seule fréquence et une seule polarisation. C'est ce qu'ont prouvé Ulaby et Bativala., en 1976, en réalisant une première série de mesures de rétrodiffusion à partir de champs nus pour différentes combinaisons de fréquences, angles d'incidence et polarisations. Ils ont constaté qu'à une fréquence de 4 GHz, pour un angle d'incidence compris à l'intérieur de la plage 7° - 15° et pour une polarisation VV ou HH, les mesures de rétrodiffusion n'étaient pratiquement pas affectées par la rugosité du sol tout en présentant une sensibilité acceptable à l'humidité superficielle. Les recherches ultérieures ont confirmé la validité des paramètres optimaux pour la cartographie de l'humidité des sols nus (Ulaby et al., 1978) puis ont amené une modification des intervalles à privilégier pour minimiser également les effets de la végétation. Ainsi,

Ulaby et al. (1979) de même que Dobson et Ulaby (1981) ont constaté que le fait d'opérer le radar en bande C (5,3 GHz), à un angle d'incidence compris entre 10° et 20° et à la polarisation HH et/ou VV, permettait de minimiser à la fois les effets de la rugosité et ceux de la végétation sur le signal enregistré. Avec cette configuration, la corrélation entre l'humidité du sol à l'intérieur des 5 premiers centimètres et le coefficient de rétrodiffusion mesuré devient maximale. La performance liée à l'emploi de ces paramètres pour l'évaluation de la teneur en eau des sols a été vérifiée entre autres par Bernard et al. (1982) qui ont effectué des mesures de rétrodiffusion à l'aide d'un diffusomètre à une fréquence de 4,5 GHz, un angle d'incidence de 12° et une polarisation HH, sur des champs cultivés situés en France. L'efficacité de la configuration a été confirmée par les auteurs.

La détermination des paramètres optimaux pour l'évaluation de l'humidité superficielle ouvre la voie au suivi spatial et temporel de l'humidité superficielle du sol à l'aide des images acquises par les radars spatioportés tels celui de RADARSAT. Ce satellite dont il a été question antérieurement à la section 2.2.4, transporte à son bord un RSO configuré à l'aide des paramètres optimaux pour la détection de l'humidité superficielle du sol puisqu'il fonctionne en bande C, à la polarisation HH et que l'angle d'incidence peut varier de 10° à 60° . L'utilisation de l'imagerie satellitaire RADARSAT suscite donc un intérêt grandissant pour le suivi spatial et temporel de l'humidité superficielle à l'échelle régionale et du champ (locale).

3.3 Relation entre le coefficient de rétrodiffusion et les paramètres surface

Pour pouvoir évaluer l'humidité du sol par le biais des hyperfréquences, la relation quantitative entre le coefficient de rétrodiffusion et les différents paramètres influents doit être connue, d'où la nécessité d'avoir recours à des modèles mathématiques capables de représenter adéquatement cette relation. Le coefficient de rétrodiffusion

mesuré est lié aux paramètres de l'onde radar désignés par son angle d'incidence, sa polarisation et sa fréquence. Pour ce qui est des paramètres de la surface ciblée, ceux qui influencent le plus la rétrodiffusion sont les propriétés diélectriques et les paramètres de rugosité de surface (Oevelen et Hoekman, 1999).

On retrouve dans la littérature scientifique plusieurs modèles mathématiques reliant le coefficient de rétrodiffusion à ses paramètres de surface. Ceux-ci peuvent être divisés en deux grandes catégories, soient les modèles théoriques et les modèles empiriques. Les principaux modèles faisant partie de chacune de ces classes sont brièvement décrits dans les deux prochaines sections qui font également mention de certaines applications pratiques dérivées de leur utilisation.

3.3.1 Modèles théoriques

La rétrodiffusion à partir de surfaces rugueuses peut être évaluée à l'aide de différents modèles théoriques simplifiés. Ceux-ci sont dérivés de l'application de la théorie de diffraction à ces interfaces irrégulières. Ils font entre autres intervenir les paramètres statistiques de rugosité de surface qui sont la hauteur RMS, la longueur de corrélation et l'équation d'autocorrélation. Dans la littérature, on retrouve principalement trois modèles théoriques : les modèles « Physical Optics » (PO) et « Geometrical Optics » (GO), qui sont tous deux des approximations du modèle de Kirchhoff, ainsi que le « Small Perturbation Model » (SPM).

D'une manière générale, les modèles théoriques de diffusion de surface peuvent tous être représentés comme un produit d'une fonction diélectrique (D) reliée à la réflectivité de la surface, et d'une fonction de rugosité de surface (S) de la manière suivante, décrite par Shi et al. (1991) :

$$\sigma_{pp}^0 = D(f, pp, \theta) \times S(f, \theta, h, l) \quad (3.1)$$

où f : fréquence;
 pp : polarisation;
 θ : angle d'incidence ;
 h : hauteur RMS;
 l : longueur de corrélation.

La réflectivité désigne la fraction de l'énergie rayonnée incidente qui est réfléchiée par une surface exposée à un rayonnement uniforme produit par une source et occupant tout le champ de visée (CCT,1998*).

Le modèle de Kirchhoff est un modèle reconnu pour être valide lorsque $kl > 6$ et $l^2 > 2,76h\lambda$, où k désigne le nombre d'onde, l , la longueur de corrélation, h , la hauteur RMS et λ , la longueur d'onde. Deux approximations sont possibles à partir de ce modèle, soient l'approximation scalaire qui donne lieu au modèle PO, et l'approximation de la phase stationnaire de laquelle découle le modèle GO.

Le modèle « Physical Optics » est généralement utilisé lorsque la surface est relativement lisse. Pour qu'il soit applicable, la surface ciblée doit non seulement respecter les critères mentionnés ci-haut, mais elle doit également présenter une pente de surface liée à la hauteur RMS, m , qui soit inférieure à 0,25, où $m = \sqrt{2h/l}$. Dans ce cas, le coefficient de rétrodiffusion pour une polarisation HH telle que celle utilisée par RADARSAT, peut être calculé de la manière suivante (Shi et al., 1991) :

$$\sigma_{hh}^0 = \left[\frac{\varepsilon - 1}{\cos \theta + \sqrt{\varepsilon - \sin^2 \theta}} \right]^2 \left[(kl)^2 \exp(-K_0) \sum_{n=1}^{\infty} \frac{(K_0)^n}{nn!} \exp\left(-\frac{(kl \sin \theta)^2}{n}\right) \right] \quad (3.2)$$

$$K_0 = 4k^2 h^2 \cos^2 \theta$$

où ε : constante diélectrique;
 σ_{hh}^0 : coefficient de rétrodiffusion.

D'autre part, le modèle « Geometrical Optics » est applicable aux surfaces relativement rugueuses pour lesquelles le coefficient de rétrodiffusion est relativement constant pour de petits angles d'incidence. Ce modèle suppose que la surface respecte toujours l'approximation du modèle Kirchhoff, en plus du critère $(2k \cos \theta)^2 > 10$ (Engman et Wang, 1987). L'expression du coefficient de rétrodiffusion en polarisation horizontale selon le modèle GO est la suivante (Shi et al., 1991) :

$$\sigma_{hh}^o = \left[\frac{\sqrt{\varepsilon} - 1}{\sqrt{\varepsilon} + 1} \right] \times \left[\frac{1}{2m^2 (\cos \theta)^4} \times e^{\left(-\frac{(\tan \theta)^2}{2m^2} \right)} \right] \quad (3.3)$$

où m : pente de surface liée à la hauteur RMS ($m = \sqrt{2h/l}$)

Par ailleurs, le troisième modèle théorique simplifié est le "Small Perturbation Model" (SPM). Cette relation est applicable aux surfaces dont les hauteurs RMS et les longueurs de corrélation sont inférieures à la longueur d'onde du faisceau incident. Elle peut être utilisée pour les surfaces légèrement rugueuses pour lesquelles $kl < 6$, $kh < 0,3$ et $m < 3$ (Engman et Wang, 1987). Le modèle SPM pour une onde de polarisation HH s'exprime comme suit (Shi et al. 1991):

$$\sigma_{hh}^o = \left[\frac{\varepsilon - 1}{\left(\cos \theta + \sqrt{\varepsilon - (\sin \theta)^2} \right)^2} \right]^2 \times \left[8k^4 (\cos \theta)^4 W(2k \sin \theta) \right] \quad (3.4)$$

où W : spectre de rugosité de surface.

De nombreux auteurs ont utilisé un ou plusieurs des modèles théoriques présentés précédemment dans le but d'évaluer le potentiel des hyperfréquences pour le suivi de la teneur en eau. C'est le cas notamment de Engman et Wang (1987) qui ont évalué la capacité de mesurer l'humidité superficielle du sol en bande L à l'aide d'un RSO. Pour ce faire, ils ont comparé les coefficients de rétrodiffusion mesurés sur des champs nus à ceux obtenus à partir des trois modèles théoriques en y incorporant les mesures de teneur en eau et de rugosité de surface. Bien que les rugosités mesurées n'aient pas été suffisamment élevées pour pouvoir évaluer le modèle GO, la performance du modèle SPM s'est avérée la meilleure pour les conditions expérimentales rencontrées (champs de rugosité faible à moyenne), particulièrement lorsque les champs ne comportaient pas de sillons périodiques. Ce résultat a également été confirmé par Shi et al. (1991). Un fait à noter : les auteurs ont constaté que la hauteur RMS apparaissait comme une bonne mesure de la rugosité relative alors que la longueur de corrélation, telle que mesurée lors de l'expérience, n'a pas semblé être reliée aux coefficients de rétrodiffusion mesurés. En effet, la longueur de corrélation est un paramètre difficile à mesurer avec précision. Costes et al. (1994), cités par Dubois et al. (1995), ont montré que tandis que la hauteur RMS d'une surface peut typiquement être mesurée avec une erreur relative d'environ 10%, la longueur de corrélation mesurée, quant à elle, peut varier par plus d'un ordre de grandeur. Pour l'étude de Shi et al. (1991), les valeurs de l ont été calculées à partir d'un panneau vertical quadrillé enfoncé perpendiculairement aux sillons. Le profil du sol a pu ainsi être photographié puis numérisé afin d'en extraire les paramètres de rugosité de surface. Cette façon de procéder a semblé convenir au calcul des valeurs RMS, mais s'est avéré trop imprécise pour la détermination de la longueur de corrélation.

Les modèles théoriques simplifiés sont des relations efficaces qui permettent de prévoir assez bien l'effet de la rugosité et de l'humidité de surface sur la rétrodiffusion mesurée. Cependant, comme cela fut décrit antérieurement, leur domaine d'application respectif se limite aux conditions pour lesquelles les hypothèses utilisées pour les dériver sont

vérifiées. On ne peut donc pas largement les appliquer dans des cas pratiques puisque beaucoup de surfaces naturelles ne respectent aucune des conditions de validité de ces modèles (Oh et al., 1992). En réponse à ce problème, Fung et al. (1992) ont publié un modèle théorique complexe basé sur la méthode des équations intégrales (EI). Celui-ci n'est en fait qu'une généralisation des modèles physiques traditionnels développés jusqu'alors. Les modèles de Kirchhoff (PO et GO) et le SPM n'en sont donc que des cas particuliers. Son domaine d'application beaucoup plus large a suscité énormément d'intérêt auprès des chercheurs dans ce domaine et plusieurs ont tenté de l'appliquer à des images prises dans les hyperfréquences en vue de l'inverser pour obtenir l'humidité superficielle du sol. C'est le cas notamment de Biftu et Gan (1999) qui ont inversé une expression simplifiée dérivée du modèle EI afin d'évaluer la teneur en eau superficielle du sol à partir d'images RADARSAT d'un bassin versant situé en Alberta. Celle-ci s'est avérée plus performante que le modèle statistique (régression) pourtant élaboré à partir des données recueillies. Une validation du modèle EI a par ailleurs été réalisée par Fung et Chen (1995) qui ont noté sa précision et son applicabilité pour les diverses conditions vérifiées par l'expérimentation.

3.3.2 Modèles empiriques et semi-empiriques

La complexité des modèles théoriques ou le domaine d'application limité des modèles théoriques simplifiés ont amené les chercheurs à développer des relations empiriques entre le coefficient de rétrodiffusion mesuré et les paramètres de la cible et du radar. Ces modèles généralement plus simples sont élaborés statistiquement à partir de données mesurées sur le terrain. Ils ne sont cependant applicables qu'aux conditions sous lesquelles les données ont été obtenues. On parle de modèles empiriques si ceux-ci incluent des paramètres n'ayant aucune signification physique. Dans la littérature, on retrouve également des modèles semi-empiriques faisant intervenir uniquement des

paramètres représentant des quantités physiques tels que la hauteur RMS, la longueur d'onde, l'angle d'incidence ou la constante diélectrique.

Plusieurs auteurs ont développé des relations empiriques s'appliquant à des conditions bien spécifiques. Dawson et al. (1997) présentent une brève description des principaux modèles empiriques mis au point jusqu'alors. Ils mentionnent que Shi et al. (1992) ont utilisé un ratio de signaux polarisés développé par l'observation des signatures théoriques obtenues à l'aide d'un modèle SPM, afin d'évaluer l'humidité superficielle du sol à partir de mesures faites avec un ROS en bande L. Au même moment, Oh et al. (1992) ont développé un modèle empirique pour exprimer σ_{hh}^o , σ_{vv}^o et σ_{hv}^o en fonction de kh et de la constante diélectrique du sol, ϵ . Par exemple, en polarisation horizontale, l'expression développée est la suivante :

$$\begin{aligned}\sigma_{hh}^o(\theta, \epsilon, kh) &= g \sqrt{p} (\cos \theta)^3 [\Gamma_v(\theta) + \Gamma_h(\theta)] \\ g &= 0,7 \left[1 - e^{(-0,65(kh)^{1,8})} \right] \\ p &= \frac{\sigma_{hh}^o}{\sigma_{vv}^o}\end{aligned}\tag{3.5}$$

où $\Gamma_v(\theta)$ et $\Gamma_h(\theta)$: coefficients de puissance de réflexion pour les polarisations verticale et horizontale;
 σ_{hh}^o : coefficient de rétrodiffusion.

L'avantage d'un tel modèle est qu'il est indépendant de la longueur de corrélation, qui est un paramètre très difficile à mesurer avec précision. En effet, ce modèle a été élaboré à partir de mesures faites sur des surfaces ayant approximativement la même valeur de 1, c'est pourquoi cette variable n'apparaît pas dans l'expression. Son application est toutefois limitée à des conditions similaires à celles utilisées pour le

dérivée, c'est-à-dire qui respectent le critère $2,6 < kl < 19,7$. Donc, pour vérifier l'applicabilité du modèle, la mesure de l est indispensable.

En 1995, en réponse aux modèles théoriques trop souvent inapplicables aux surfaces naturelles, Dubois et al. ont développé un modèle semi-empirique à partir de mesures faites à l'aide d'un diffusomètre. Le modèle a été optimisé pour des sols nus et il est valide pour des fréquences variant de 1,5 à 11 GHz, pour des valeurs de h comprises entre 0,3 et 3 cm et pour des angles d'incidence allant de 30° à 65° . Les auteurs visaient entre autres le développement d'un modèle applicable à un plus large éventail possible de surfaces et qui donnerait tout de même de bons résultats en la présence d'un couvert végétal modéré. Le modèle exprime les coefficients de rétrodiffusion en polarisation parallèle en fonction de kh , θ et ε . Pour σ_{hh}^o , la relation est la suivante :

$$\sigma_{hh}^o (dB) = -10 \log(\sigma_{hh}^o)$$

$$\sigma_{hh}^o = 10^{-2,75} \frac{(\cos \theta)^{1,5}}{(\sin \theta)^5} 10^{0,028 \varepsilon \tan \theta} (k h \sin \theta)^{1,4} \lambda^{1,7} \quad (3.6)$$

Ici encore, le modèle est indépendant de la longueur de corrélation. Les auteurs ont vérifié la performance du modèle en l'inversant à partir de données obtenues par des ROS aéroportés et spatioportés, pour évaluer l'humidité superficielle du sol. Les meilleurs résultats ont été obtenus sur des sols ayant un faible couvert végétal, d'indice NDVI (« Normalized Difference Vegetation Index ») inférieur à 0,4. Cet indice est une mesure de la quantité de végétation présente, effectuée à partir des réflectances mesurées dans les bandes du visible et du proche infrarouge. Les fréquences associées aux meilleures performances sont situées entre 1,5 et 11 GHz, pour $kh \leq 2,5$ et pour un angle d'incidence $\theta \geq 30^\circ$. L'erreur relative moyenne ainsi obtenue est de $\pm 4,2\%$ sur les teneurs en eau volumétriques calculées.

Le modèle de Dubois et al. (1995) a fait l'objet d'une étude récente par Neusch et Sties (1999) qui l'ont appliqué à des mesures effectuées par un ROS aux bandes C, L et P. Ils ont trouvé que le modèle donnait de meilleurs résultats en bande C et spécialement pour la polarisation HH. Kux et al. (1998) ont, quant à eux, étudié la possibilité d'évaluer l'humidité superficielle du sol à l'aide du ROS placé sur le satellite JERS-1, par l'application des modèles de Oh et al. (1992) et Dubois et al. (1995). Ils ont entre autres noté que les données recueillies dans la bande L utilisée par le satellite présentaient une meilleure corrélation avec celles obtenues à l'aide du modèle de Dubois et al. (1995) qu'avec celles dérivées du modèle de Oh et al. (1992).

3.4 Effets de la végétation

Lorsque le sol est couvert de végétation, la rétrodiffusion n'est plus simplement gouvernée par les paramètres du capteurs et ceux de la surface. Le signal rétrodiffusé par la cible comprend alors la contribution de la végétation, celle du sol sous-jacent de même que la contribution des interactions entre les végétaux et le sol. La figure 3.1 illustre les différentes composantes du signal rétrodiffusé à partir d'une surface couverte de végétation.

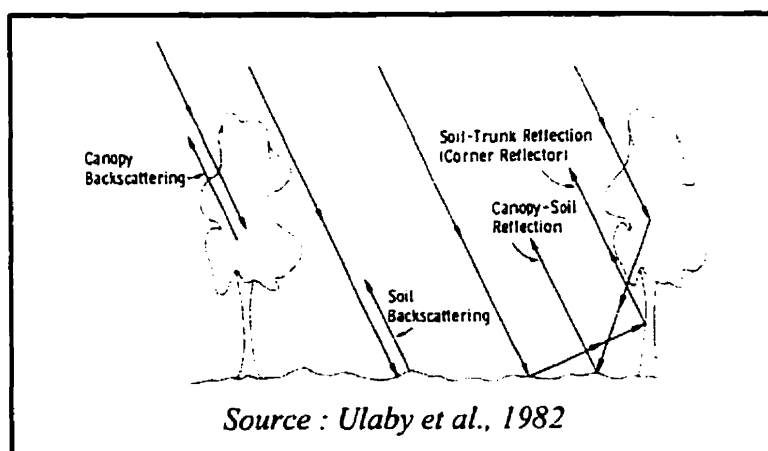


Figure 3.1 : Rétrodiffusion à partir d'un couvert végétal

Plusieurs auteurs ont proposé des modèles de complexité variable afin d'inclure les effets de la végétation sur le signal rétrodiffusé (Lang et Sidhu, 1983; Saatchi et al., 1994; Ulaby et al., 1986). Cependant, beaucoup d'entre eux ne peuvent être inversés afin de retrouver l'humidité superficielle du sol puisqu'ils nécessitent une description détaillée du couvert végétal et donc une grande quantité de paramètres d'entrée (Oevelen et Oakman, 1999). Seul le « cloud-model » développé par Attema et Ulaby (1978) est décrit ici en raison de sa simplicité et de sa facilité d'utilisation. Comme le volume d'un couvert végétal est constitué à 99% d'air et que la constante diélectrique de l'eau est beaucoup plus élevée que celle de la matière végétale sèche, les auteurs ont supposé que la végétation pouvait être représentée par un nuage de gouttelettes d'eau maintenues en place par la matière végétale. L'expression du coefficient de rétrodiffusion est fonction de l'angle d'incidence et de trois paramètres de la cible : teneur en eau volumique du sol, teneur en eau volumique de la végétation et hauteur de la végétation. Le modèle, qui suppose que les particules d'eau responsables de la diffusion sont de forme et de dimensions identiques, est le suivant (Ulaby et al., 1986) :

$$\sigma_{can}^o = B_1 \cos \theta \left(1 - \frac{1}{L^2(\theta)} \right) + \frac{C(\theta)}{L^2(\theta)} e^{(D m_1)} \quad (3.7)$$

$$L(\theta) = e^{(A_1 m_1 h \sec \theta)}$$

- où σ_{can}^o : coefficient de rétrodiffusion associé à l'ensemble du couvert végétal et du sol sous-jacent;
- A_1 et B_1 : constantes associées à une fréquence, une polarisation, un angle d'incidence et une rugosité de sol donnés;
- $C(\theta)$: constante exprimant la dépendance face à la rugosité du sol;
- D : constante représentant la sensibilité du coefficient de rétrodiffusion lié à l'humidité superficielle du sol;
- $L(\theta)$: facteur de perte par atténuation;

- m_s : teneur en eau volumique du sol superficiel;
- m_v : teneur en eau volumique de la végétation;
- h : hauteur de la végétation.

Dans leur étude, Attema et Ulaby (1978) ont vérifié l'applicabilité du modèle avec des mesures de rétrodiffusion effectuées à des fréquences comprises entre 8 GHz et 18 GHz et à des angles variant entre 0° et 70° . Ces mesures ont été réalisées pour des champs de maïs, de luzerne, de blé et de mil tout au long de la saison de croissance, à des intervalles de une à deux semaines. Parallèlement aux observations radar, les mesures de m_v , h et m_s ont été faites pour chacun des champs à l'étude. Pour appliquer le « cloud-model » (Attema et Ulaby, 1978), les auteurs ont déterminé les constantes A_1 , B_1 , $C(\theta)$ et D par des analyses de régression. Les valeurs mesurées de σ_{can}^o ont par la suite été comparées à celles calculées à l'aide du modèle. Les coefficients de corrélation ainsi obtenus approchaient l'unité (0,70 à 0,99), ce qui semblait indiquer que le « cloud-model » (Attema et Ulaby, 1978) pouvait procurer une description adéquate du comportement général de σ_{can}^o en fonction de l'angle d'incidence, de l'humidité superficielle du sol, de la teneur en eau de la végétation et de la rugosité (Ulaby et al., 1986).

3.5 Évaluation de la teneur en eau volumique

Les modèles théoriques et empiriques dont il a été question à la section 3.3 expriment le coefficient de rétrodiffusion en fonction des paramètres de surface de sols dépourvus de végétation. Ce coefficient varie entre autres selon la constante diélectrique du sol superficiel, dont l'augmentation résulte d'un accroissement de la teneur en eau volumique. Ainsi, plusieurs modèles ont été développés pour décrire la relation existant entre la constante diélectrique du sol et ses propriétés telles que sa texture, sa teneur en eau, sa salinité et sa température (Oevelen et Hoekman, 1999). Le recours à l'un ou

l'autre d'entre eux est nécessaire afin de pouvoir estimer l'humidité du sol via les modèles théoriques ou empiriques disponibles. Dans cette section, seules deux approches empiriques permettant de calculer ε sont décrites en raison de leur simplicité d'application et de leur validité pour un large éventail de textures de sol et de fréquences utilisées.

Tout d'abord, Hallikainen et al. (1985) ont effectué une série de mesures de constantes diélectriques de sols à des fréquences variant entre 1,4 GHz et 18 GHz. Pour celles-ci, ils ont noté que la constante diélectrique d'un mélange d'eau et de sol était fonction de la texture du sol, mais également de sa teneur en eau volumique. À partir des données observées, ils ont élaboré une série de courbes empiriques reliant chacune des parties réelle et imaginaire de la constante diélectrique d'un sol à sa teneur en eau et aux pourcentages de sable et d'argile, via une équation polynomiale de la forme suivante :

$$\begin{aligned}\varepsilon' &= (a_0 + a_1 S + a_2 C) + (b_0 + b_1 S + b_2 C)m_s + (c_0 + c_1 S + c_2 C)m_s^2 \\ \varepsilon'' &= (a_0 + a_1 S + a_2 C) + (b_0 + b_1 S + b_2 C)m_s + (c_0 + c_1 S + c_2 C)m_s^2\end{aligned}\quad (3.8)$$

où

ε'	:	partie réelle de la constante diélectrique;
ε''	:	partie imaginaire de la constante diélectrique;
S	:	pourcentage de sable contenu dans le sol;
C	:	pourcentage d'argile contenu dans le sol;
a_i, b_i, c_i ;		
$i=0,1,2$:		coefficients de l'expression polynomiale donnés par les auteurs pour chacune des fréquences;
m_s	:	teneur en eau volumique.

Ce sont ces relations empiriques qui ont entre autres été utilisées par Dubois et al. (1995) pour relier ε à la teneur en eau volumique du sol, lors de la mise au point du

modèle semi-empirique exprimant le coefficient de rétrodiffusion en fonction des paramètres de surface.

Pour leur part, Brisco et al. (1992) ont développé une équation empirique de forme polynomiale permettant de relier la teneur en eau volumique du sol à sa constante diélectrique mesurée à l'aide d'une sonde portable en bande X, C, L et P ou encore à l'aide d'une sonde TDR (Time Domain Reflectometry). Les sondes portables déterminent la constante diélectrique du sol à partir de l'amplitude et de la phase des ondes émises et propagées dans le sol, alors que les sondes TDR relient les constantes de propagation de l'onde dans le sol, telles la vitesse et l'atténuation, aux propriétés du sol en place, comme la teneur en eau et la conductivité électromagnétique (Brisco et al., 1992). Contrairement au modèle précédent, celui-ci est indépendant de la texture du sol. En effet, les auteurs ont constaté que les mesures de ϵ pour la grande variété de sols utilisés n'étaient pas significativement affectées par la composition de ces derniers et ce, dans toutes les fréquences utilisées. Ils ont donc conclu que l'effet de texture était minimal et ce paramètre n'a pas été inclus dans la formulation de l'équation générale qui est la suivante :

$$m_s = a + b\epsilon' + c(\epsilon')^2 + d(\epsilon')^3 \quad (3.9)$$

où

ϵ'	:	partie réelle de la constante diélectrique;
m_s	:	teneur en eau volumique du sol;
a, b, c	:	coefficients indiqués par les auteurs pour chacune des bandes X, C, L et P pour les sondes portables et pour le TDR.

Les coefficients associés à chacune des méthodes de mesure sont spécifiés sous forme d'un tableau disponible dans Brisco et al. (1992). Ainsi, pour une sonde portable telle

que celles employées pour les mesures in situ de la présente étude et la bande C de fréquence utilisée par RADARSAT, l'équation empirique devient la suivante :

$$m_v = -0,0101 + 0,0262 \varepsilon' - 0,000471 (\varepsilon')^2 + 0,00000412 (\varepsilon')^3 \quad (3.10)$$

Les modèles établis par les auteurs se sont avérés très performants avec des coefficients de corrélation variant de 0,85 pour des mesures en bande X à 0,95 pour des mesures en bandes P et L.

C'est parmi les différents modèles dont il a été question dans ce chapitre qu'ont été choisis ceux utilisés afin d'évaluer l'humidité du sol à l'échelle régionale. Mais avant, il convient de décrire l'acquisition des différentes données utilisées à cette fin, qui constitue le sujet principal du chapitre suivant.

CHAPITRE IV

ACQUISITION DES DONNÉES

La cartographie de l'humidité du sol à l'échelle régionale repose sur l'utilisation d'images prises dans la gamme des hyperfréquences, images qui fournissent une information spatiale continue du territoire à couvrir. Les images RADARSAT utilisées dans cette étude ne sont cependant pas les seules données numériques devant être obtenues. Leur utilisation est conditionnelle, entre autres, à leur correction géométrique, elle-même nécessitant des données numériques relatives aux réseaux hydrographique et routier, à la topographie de terrain, etc. Parallèlement aux acquisitions d'images, des mesures in situ des différentes caractéristiques de surface permettent de vérifier le lien établi entre elles et la rétrodiffusion mesurée par les données radar. Essentiellement, ce chapitre a pour but de décrire les différentes données obtenues pour mener à terme ce projet, ainsi que les méthodes employées pour en faire l'acquisition.

Dans un premier temps, la méthodologie générale dresse le portrait global des différentes étapes suivies pour l'acquisition des données. Par la suite, le territoire à l'étude est situé et ses principales caractéristiques sont énumérées par le biais d'une description générale de sa topographie, de son réseau hydrographique ainsi que de l'utilisation de son territoire. Les diverses données numériques obtenues dans le cadre de cette étude sont décrites dans la partie suivante. Finalement, ce chapitre traite des données prises sur le terrain, en différents sites préalablement sélectionnés et répartis sur l'ensemble de la région étudiée.

4.1 Méthodologie générale

L'évaluation de l'humidité du sol à l'échelle d'un bassin versant par le biais d'images prises dans la gamme des hyperfréquences nécessite la couverture d'une grande superficie. Cette étude utilise donc les données RADARSAT en mode standard qui fournissent des images couvrant une région d'environ 10 000 km² tout en offrant une résolution relativement grande (de l'ordre de 30 m de côté). De plus, l'acquisition de données par RADARSAT peut se faire à un intervalle de quelques jours, ce qui est fort utile pour les prévisions hydrologiques à court terme (modélisation hydrologique) nécessitant l'emploi de données récentes. Enfin, tel que mentionné dans le chapitre précédent, la configuration de RADARSAT lui confère l'avantage de pouvoir opérer selon des paramètres optimaux pour la détection de l'humidité du sol (angle d'incidence, bande C, polarisation horizontale).

Le suivi de la teneur en eau superficielle à l'échelle du bassin versant a nécessité l'acquisition de données multitemporelles sur une région essentiellement rurale, en période d'activité agricole. Le territoire visé était le bassin de la rivière Châteauguay, situé sur la rive sud de Montréal, dont seulement une portion a été étudiée ici en détail. Des images ont été acquises à 7 reprises, du mois de mai au mois de novembre 1998, selon une même résolution spatiale et un même angle d'incidence, afin d'éliminer l'influence du changement de ces paramètres sur le signal rétrodiffusé. D'autres données numériques telles une image LANDSAT, les réseaux hydrographique et routier et un modèle numérique de terrain, ont été obtenues en vue du traitement ultérieur des images radar. À chacune des acquisitions, des campagnes de terrain étaient organisées afin de mesurer les paramètres de surface sur 24 champs distribués à l'intérieur de la région couverte.

Les différentes étapes suivies pour l'acquisition de données sont décrites en détails dans les premières parties de ce chapitre. Mais tout d'abord, il est nécessaire de connaître la région à l'étude dont les principales caractéristiques sont exposées dans la section suivante.

4.2 Description du territoire à l'étude

Le calcul de l'humidité du sol à l'échelle régionale à l'aide de données satellitaires dépend des caractéristiques du capteur mais également de celles de la cible. Les différentes caractéristiques du territoire à l'étude telles la topographie, le réseau hydrographique et le type d'occupation du sol, sont autant d'éléments qui sont susceptibles d'influencer les valeurs de rétrodiffusion mesurées pour une région donnée. Pour cette raison, il est nécessaire de connaître en détails les différentes particularités physiques du territoire, particularités qui sont recensées dans la présente section.

4.2.1 Localisation du site à l'étude

La région choisie pour l'étude est située à l'intérieur du bassin versant de la rivière Châteauguay. Celle-ci coule sur la rive sud de Montréal, vers le fleuve Saint-Laurent. La figure 4.1 situe ce bassin versant par le tracé de sa ligne de partage des eaux et des principaux repères géographiques. Ce bassin couvre une superficie de 2 543 km² et il chevauche la frontière canado-américaine située au niveau du parallèle 45° N. Plus de 43% de sa superficie se trouve aux Etats-Unis. Le bassin est situé à l'intérieur des limites décrites par les latitudes 44° 38' N et 45° 25' N, et les longitudes 73° 32' W et 74° 26' W. À sa frontière nord, on retrouve le lac Saint-Louis. À l'est, le bassin est borné par celui de la rivière Richelieu et ceux de petits cours d'eau tels les rivières à la

L'étude portant sur l'humidité du sol s'est toutefois restreinte à une région couvrant 370 km², choisie dans la partie nord-est du bassin versant de la rivière Châteauguay. Cette zone à vocation essentiellement agricole est presque entièrement comprise à l'intérieur du sous-bassin de la rivière des Anglais, affluent de la Châteauguay. Parmi tous les sous-bassins composant le bassin versant de la rivière Châteauguay, celui de la rivière des Anglais est le plus grand avec une superficie couverte de 727 km² (Desmeules et Gélinas, 1981). Ses limites sont indiquées à la figure 4.1. C'est dans la portion québécoise de cette région qu'ont été conduites les campagnes de terrain visant à mesurer l'humidité du sol de certains champs et pâturages, et à prélever des échantillons de la végétation présente. Bien que la majorité des champs étudiés étaient situés dans la portion supérieure du sous-bassin de la rivière des Anglais, certains étaient localisés plus au nord, à l'extérieur de ses limites.

4.2.2 Topographie

La topographie du terrain influence l'angle d'incidence local du faisceau radar à la surface des cibles visées. Le bassin versant de la rivière des Anglais comporte les deux mêmes ensembles physiographiques distincts qui composent le bassin versant de la rivière Châteauguay. Le premier, associé à la partie québécoise du territoire, correspond aux Basses-Terres-du-Saint-Laurent. Cette région constitue une plaine propice à l'agriculture et où l'on trouve d'ailleurs les meilleures terres arables du Québec. Le relief excessivement plat dans la région située au nord devient de plus en plus montagneux au fur et à mesure que l'on progresse vers le sud-est jusqu'à l'atteinte du plateau des Appalaches. Du côté des Etats-Unis, ce sont les Appalaches qui dominent avec un relief très varié qui passe de vallonné à montagneux en se dirigeant vers le sud (Desmeules et Gélinas, 1981). L'allure générale du relief du bassin de la rivière des Anglais est donnée à la figure 4.2 par sa courbe hypsométrique. Celle-ci

indique les pourcentages de la superficie du bassin associés aux différentes élévations qu'on y trouve. La pente très forte au début du graphique indique la présence de plaines qui sont associées aux Basses-Terres-du-Saint-Laurent. Le passage graduel à un relief plus montagneux de la partie située aux Etats-Unis est associé à la pente plus faible du graphique pour des altitudes davantage élevées (Desmeules et Gélinas, 1981).

À partir de la courbe hypsométrique, il est possible de tirer les principales altitudes caractéristiques du bassin. Ainsi, on voit que le relief varie entre une altitude minimum de 31,7 m et une autre maximum de 408 m, avec une élévation moyenne de 106,0 m.

Par ailleurs, la forme plutôt allongée du bassin versant de la rivière des Anglais est indiquée par son coefficient de compacité de Gravelius (K_c) qui est de 1,6. Ce coefficient est le rapport entre le périmètre du bassin et celui d'un cercle de même surface (Llamas, 1993). Finalement, la pente moyenne du bassin (S_{moy}) est de 2,3 m/km, obtenue selon la relation suivante (Desmeules et Gélinas, 1981):

$$S_{\text{moy}} = \frac{2(H_{\text{moy}})}{L} \quad (4.1)$$

où H_{moy} : hauteur moyenne obtenue en soustrayant l'altitude à l'embouchure de l'altitude moyenne;
 L : longueur du cours d'eau principal.

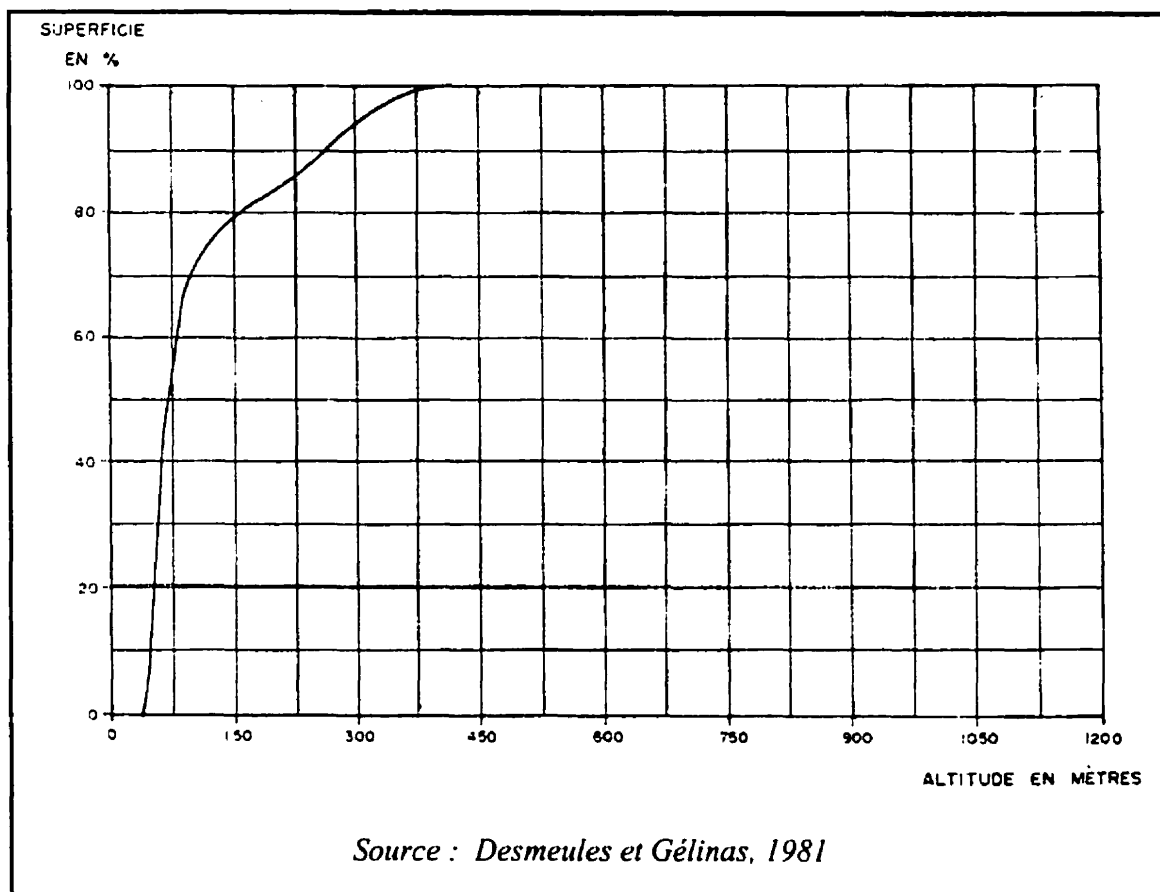


Figure 4.2 : Courbe hypsométrique du bassin versant de la rivière des Anglais

4.2.3 Réseau hydrographique

Comme la majorité des tributaires de la rivière Châteauguay, la rivière des Anglais prend sa source dans les Appalaches. Elle coule en direction nord-ouest pour se jeter dans la plaine du Saint-Laurent où elle rejoint la rive droite de la rivière Châteauguay, un peu en amont de Sainte-Martine. La rivière des Anglais parcourt une distance de 64,8 km depuis la ligne de partage des eaux jusqu'à son embouchure avec une pente moyenne de 4,0 m/km et un dénivellement de 328,0 m entre ces deux extrémités (Desmeules et Gélinas, 1981). Le profil en long du cours d'eau, illustré à la figure 4.3, témoigne des deux types de relief qui caractérisent son sous-bassin. On y voit la

topographie plus accidentée de la partie amont située aux États-Unis qui s'atténue rapidement jusqu'à devenir un terrain à faible pente au nord de la frontière.

Par ailleurs, la portion québécoise du bassin de la rivière Châteauguay – et donc du sous-bassin de la rivière des Anglais – est à vocation essentiellement agricole, ce qui implique que le relief est peu accidenté et que le drainage naturel des sols est faible. Il a donc été nécessaire d'y mettre en place d'importants réseaux de drainage souterrain et de surface (Caumartin, 1996; Lapointe, 1980) dans le but de baisser la nappe phréatique et d'améliorer le rendement des cultures (Ministère des terres et forêts, 1973).

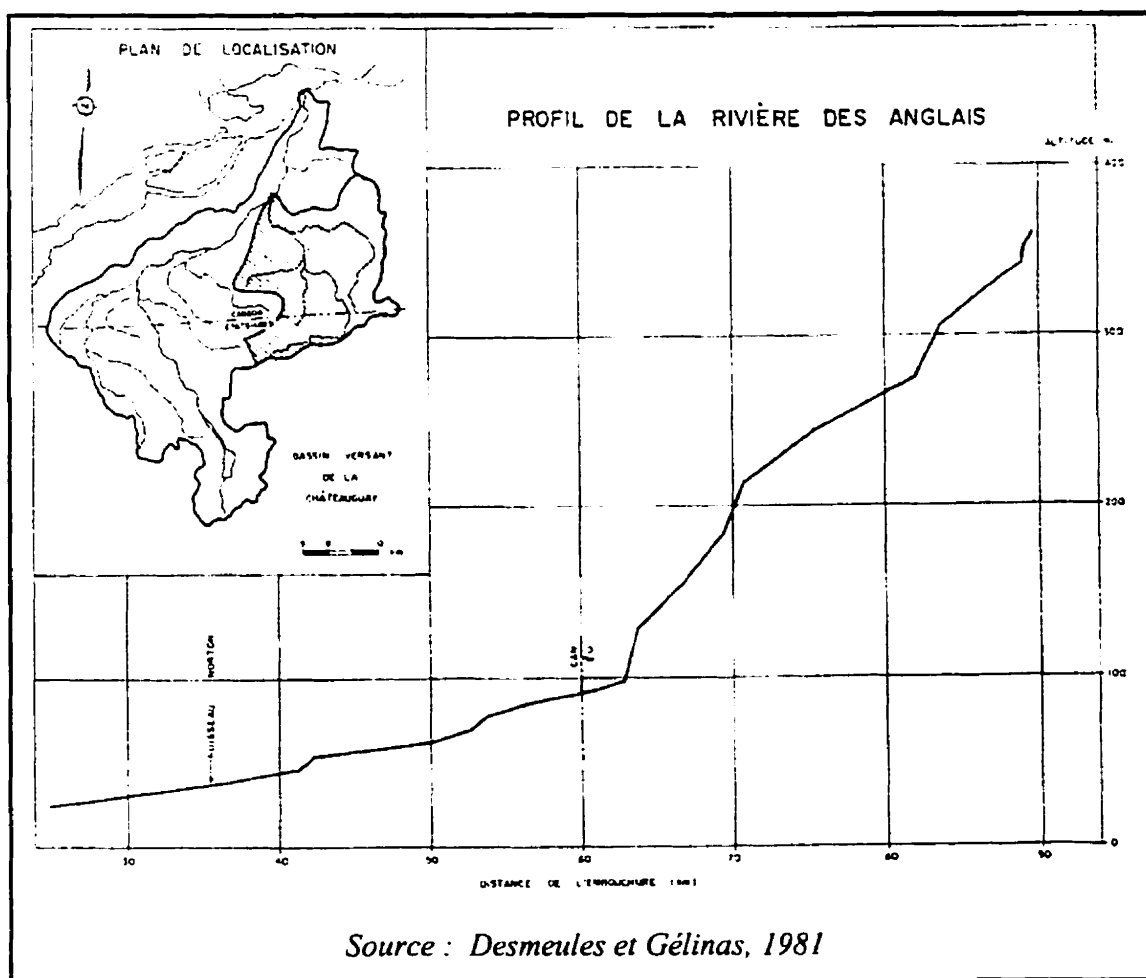


Figure 4.3 : Profil en long de la rivière des Anglais

4.2.4 Utilisation du sol

La portion québécoise du sous-bassin de la rivière des Anglais est à l'image de celle du bassin de la rivière Châteauguay dont près de 70% de la superficie est couverte de terres agricoles (Caumartin, 1996). Ce sont surtout les cultures maraîchères, fourragères et de maïs qui dominent l'ensemble du bassin versant de la Châteauguay. On y retrouve également d'autres types de production tels l'élevage de bovins, la pommiculture, l'acériculture et la culture de petits fruits (UQCN, 1999*). Les campagnes de terrain visant à sélectionner les champs à échantillonner, ont confirmé la dominance des cultures à grand interligne et fourragères sur la portion visitée du sous-bassin de la rivière des Anglais.

Du côté américain, le sous-bassin n'englobe qu'une petite partie du relief appalachien drainé par la rivière Châteauguay et dont la surface est occupée à 88% par des forêts, majoritairement des conifères. Le reste de ce territoire est essentiellement consacré à l'agriculture, axée sur la production laitière (UQCN, 1999*).

4.3 Acquisition des données numériques

L'utilisation des données RADARSAT pour l'extraction de l'humidité superficielle nécessite non seulement l'acquisition d'images de la région étudiée, mais également l'obtention de données numériques complémentaires relatives à l'occupation du sol, la topographie de terrain et aux réseaux hydrologique et routier. Celles-ci servent essentiellement au traitement ultérieur des images radar afin d'en extraire l'information désirée de manière adéquate. Ce sont ces différentes données numériques obtenues pour l'étude qui sont décrites à l'intérieur de cette section.

4.3.1 Images RADARSAT

L'évaluation de l'humidité du sol à l'échelle régionale implique des portions de territoire pouvant couvrir quelques milliers de kilomètres carrés. En se basant sur ce critère et compte tenu de la résolution qui doit être la plus fine possible, deux modes d'acquisition d'images RADARSAT peuvent être retenus pour l'étude : ce sont les modes standard (image de 100 km x 100 km) et fin (image de 50 km x 50 km). Le mode large serait également adéquat mais la superficie couverte par une image acquise dans ce mode est inutilement grande pour les besoins de cette étude. Rheault et al. (1998a) exposent les caractéristiques respectives des modes standard et fin et les raisons ayant mené au choix final du mode d'acquisition. D'abord, les images acquises en mode fin présentent une résolution élevée (approximativement 9 m). Cependant, le chatoiement y est important. Ce dernier est généré par l'addition de crêtes et de creux des hyperfréquences réfléchies par la cible, ce qui engendre une distribution aléatoire de pixels brillants et sombres (Boisvert et al., 1996). De plus, les angles d'incidence inhérents au mode fin sont relativement élevés (35° à 49°) alors que des études antérieures ont montré que la détection des changements de teneur en eau dans les sols devait s'effectuer de préférence à des angles plus petits (Dobson et Ulaby, 1986 et Xu et al., 1998). D'autre part, la résolution des images prises en mode standard est plus faible (approximativement 30 m) mais s'avère toutefois suffisante pour faire le suivi de la teneur en eau à l'échelle d'un bassin versant, même si elle est légèrement réduite par le filtre qu'on leur applique dans le but de réduire le chatoiement. Enfin, les angles d'incidence propres à ce mode sont plus favorables à la détection de la teneur en eau, plus particulièrement les modes S1, S2 et S3. Pour toutes ces raisons, le mode standard S1 a été retenu pour la prise d'images sous un angle d'incidence moyen d'environ 25° .

Par ailleurs, les acquisitions d'images RADARSAT peuvent se faire suivant deux orbites différentes. L'orbite ascendante correspond à celle tracée par le satellite remontant à partir du pôle sud et visant la Terre en direction est. Son passage au-dessus

de l'équateur s'effectue à environ 18h00. À l'inverse, lorsqu'il descend à partir du pôle nord, RADARSAT vise la Terre en direction ouest en décrivant une orbite descendante. Il croise alors l'équateur vers 6h00 (ASC, 1998*). Le choix de l'orbite dépend de ce que l'on préfère : une acquisition tôt le matin ou tôt en soirée. Pour le présent projet, une image prise en fin de journée permettait de minimiser l'effet indésirable de la rosée, c'est pourquoi le mode ascendant fut choisi.

D'autre part, le suivi temporel de la variation de l'humidité du sol a été effectué sur toute la période de l'année où le sol était dépourvu de neige. Le choix du moment de chacune des acquisitions est justifié par Rheault et al. (1998a) de la manière décrite ci-après. D'abord, toutes les images devaient être prises à des intervalles de 24 jours (ou un multiple de 24 jours) afin de s'assurer qu'elles soient acquises avec la même géométrie de visée (même mode d'acquisition, mêmes position et couverture géographique). Les changements temporels constatés ne seraient alors attribuables qu'à des facteurs autres que ceux reliés à l'angle d'incidence du faisceau radar. Les deux premières acquisitions ont été réalisées au mois de mai. Durant cette période qui fait suite à la fonte des neiges, l'humidité du sol est normalement très élevée et les champs cultivés présentent peu de végétation. La faible croissance de cette dernière entre les deux acquisitions a permis de faciliter l'analyse des données. Trois autres images ont été prises au cours des mois de juillet et août qui correspondent à une période où les orages sont fréquents et où le sol sèche rapidement. Enfin, les deux dernières images ont été acquises à l'automne, aux mois d'octobre et de novembre. À cette période de l'année, les précipitations sont de longue durée et les récoltes, moissonnées.

Les figures 4.4 à 4.10 illustrent les 7 images acquises par le satellite et livrées en format 16U (16 bits « Unsigned »), format sous lequel les valeurs associées à chacun des pixels varient de 0 à 65 536. Enfin, un résumé des caractéristiques des images est présenté ci-après, au tableau 4.1.

Tableau 4.1

Caractéristiques des images RADARSAT

Date de l'acquisition	Mode – orbite	Superficie nominale couverte	Résolution nominale	Format
2 mai '98	Standard 1 (S1) – ascendante	100 km x 100 km	30 m	16U
26 mai '98				
13 juillet '98				
6 août '98				
30 août '98				
17 octobre '98				
10 novembre '98				

**Figure 4.4 :** Image RADARSAT, mode S1 – 2 mai 1998

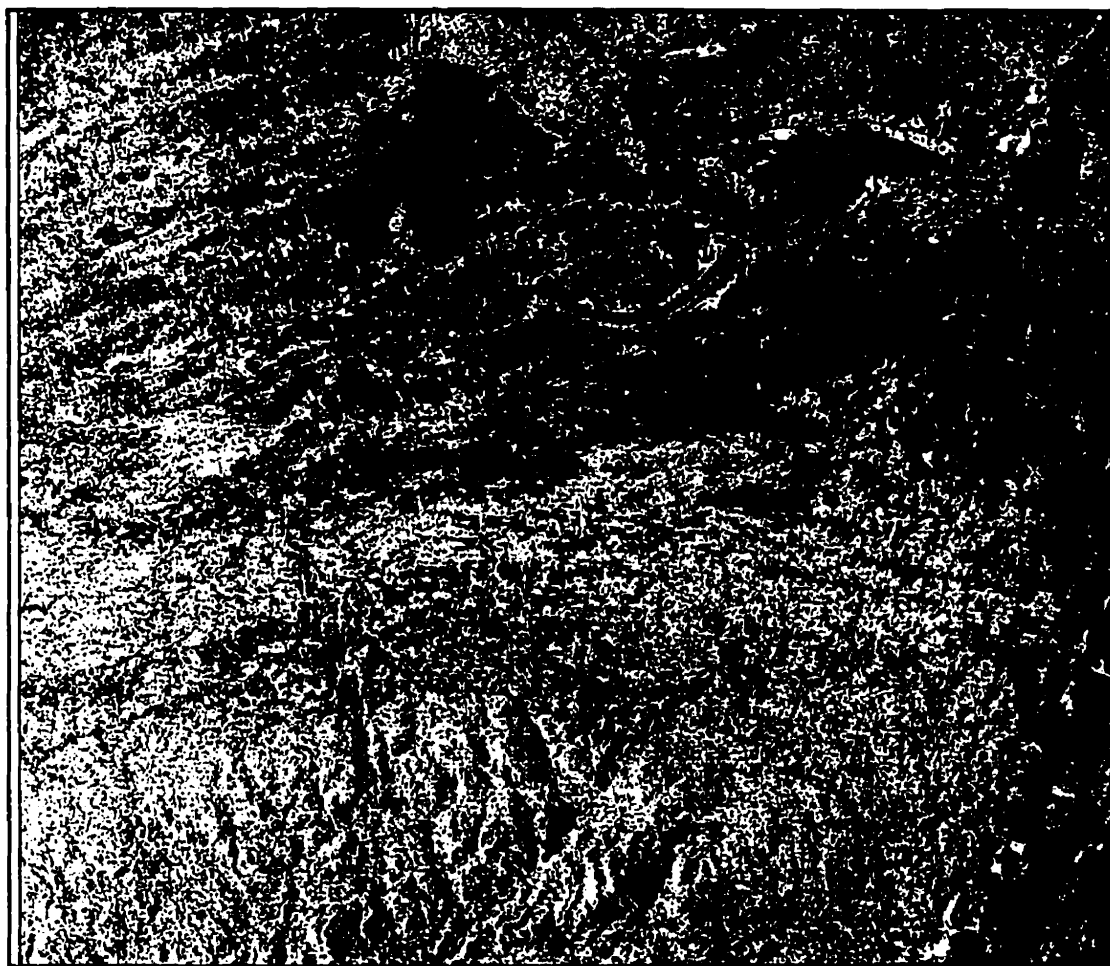


Figure 4.5 : Image RADARSAT, mode S1 – 26 mai 1998



Figure 4.6 : Image RADARSAT, mode S1 – 13 juillet 1998

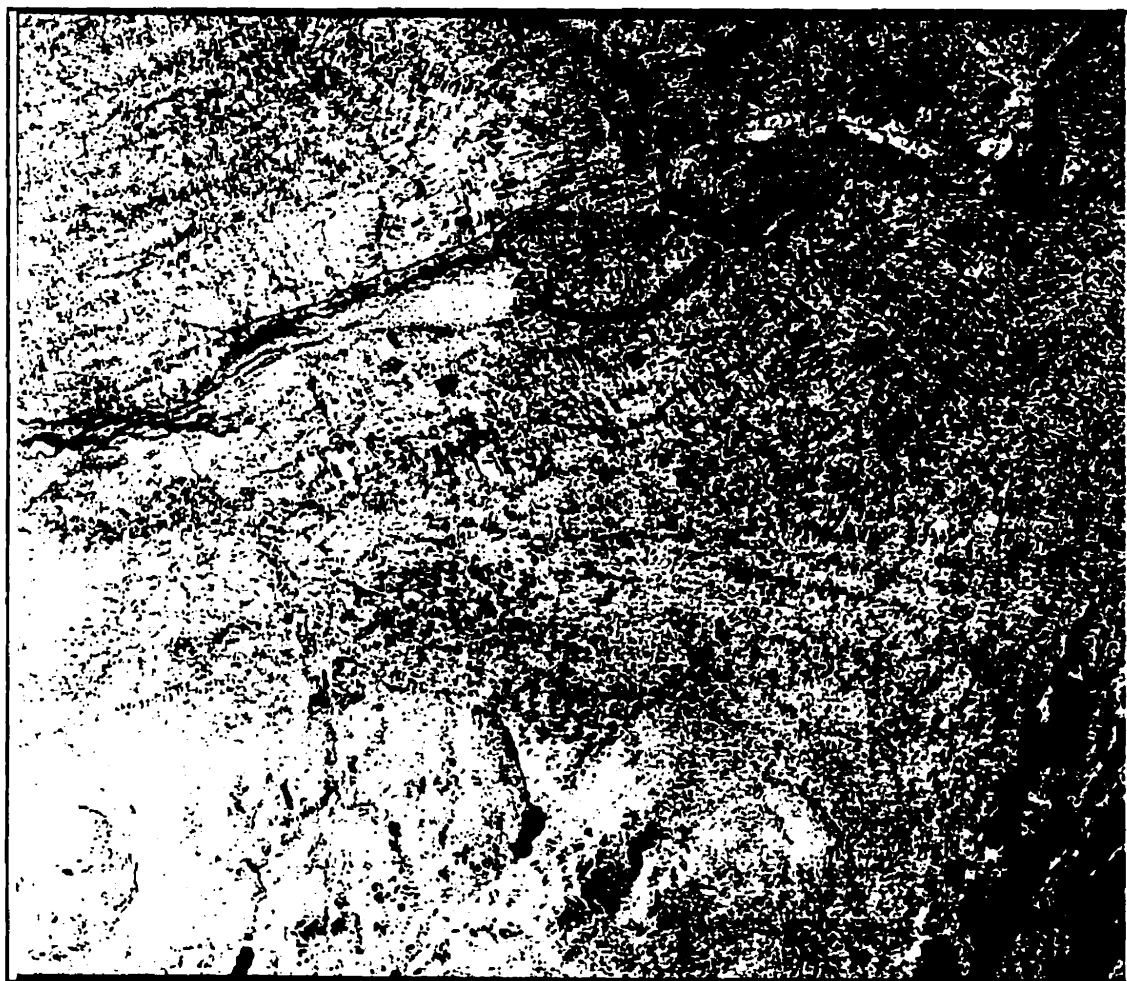


Figure 4.7 : Image RADARSAT, mode S1 – 6 août 1998

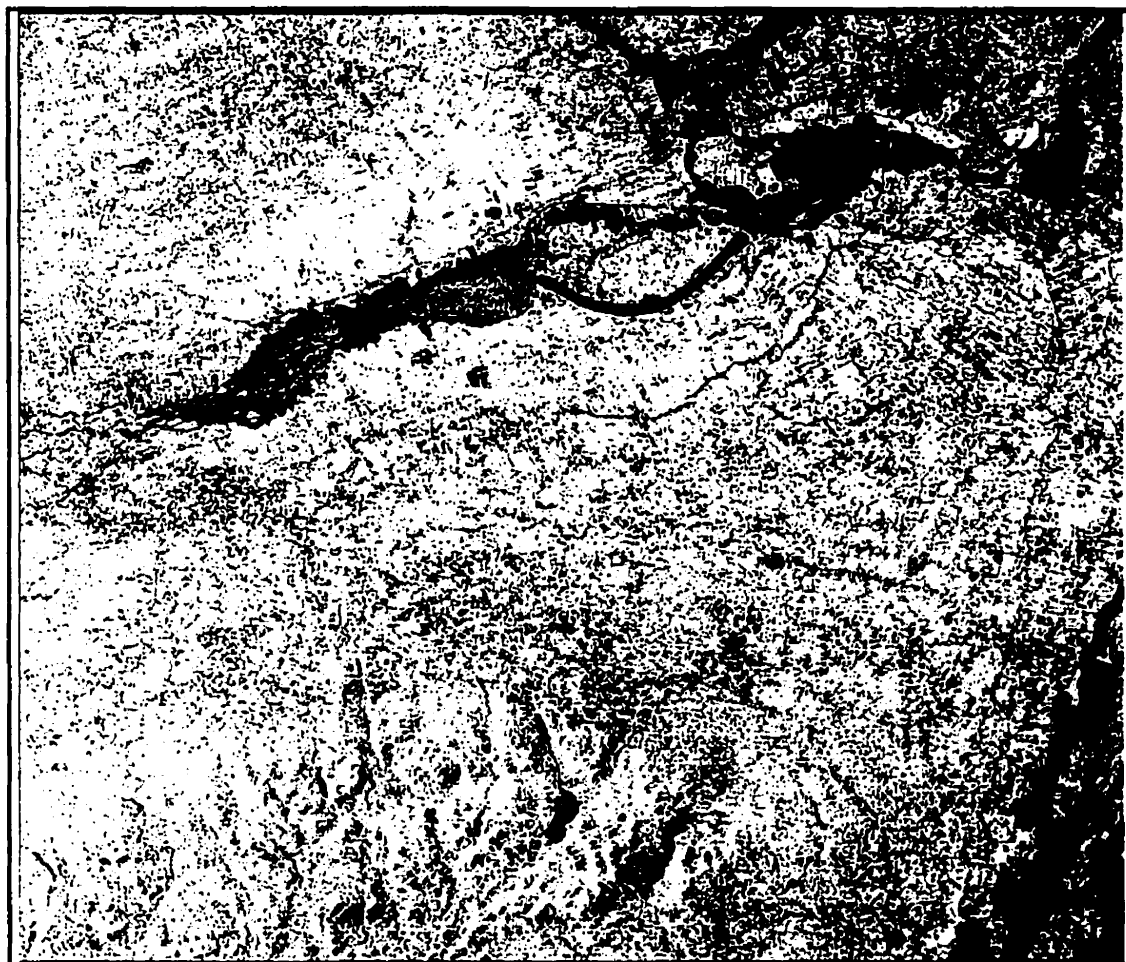


Figure 4.8 : Image RADARSAT, mode S1 – 30 août 1998

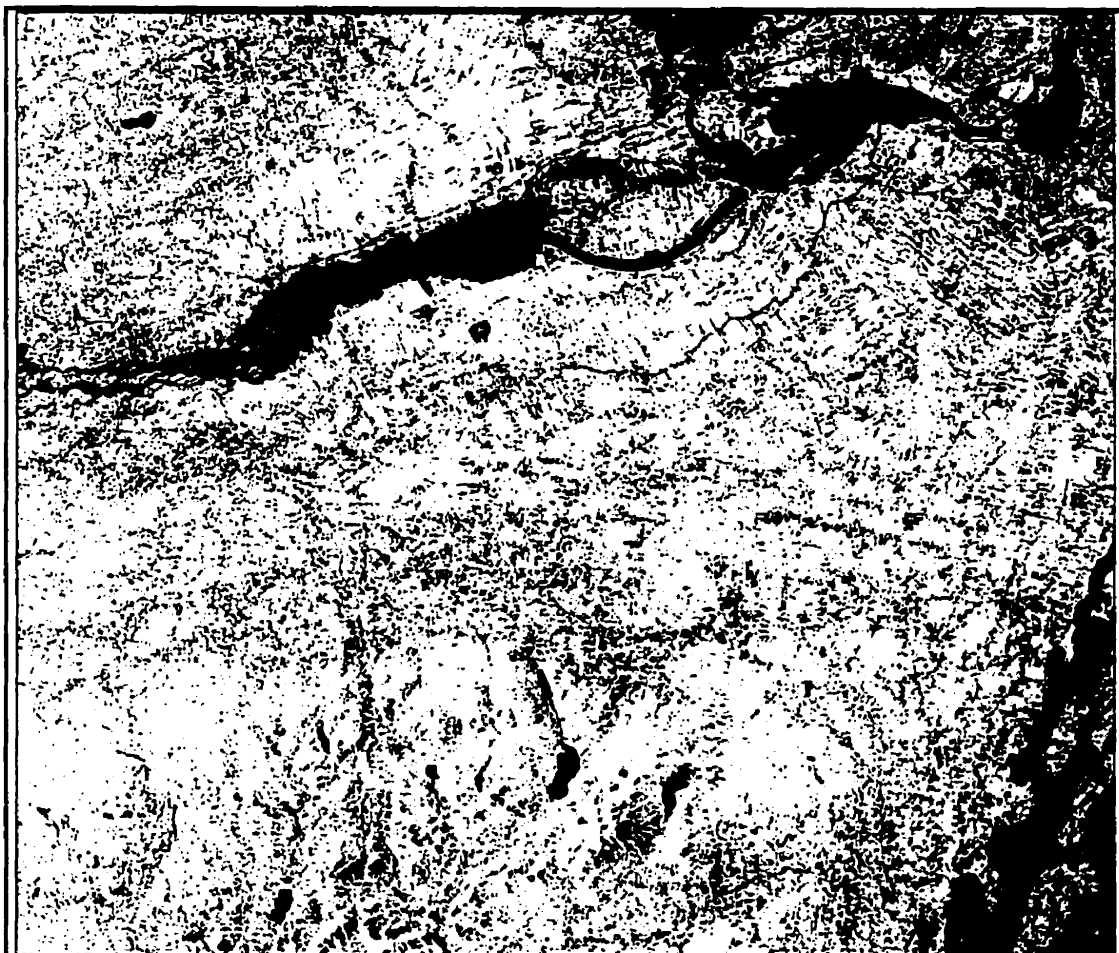


Figure 4.9 : Image RADARSAT, mode S1 – 17 octobre 1998



Figure 4.10 : Image RADARSAT, mode SI – 10 novembre 1998

4.3.2 Modèle numérique de terrain

Le modèle numérique de terrain correspondant au bassin versant entier de la rivière Châteauguay a été obtenu du *United States Geological Survey* (USGS). Il a servi à la correction géométrique des images acquises par RADARSAT. Il résulte de l'assemblage de quatre fichiers couvrant chacun une superficie de $1^{\circ} \times 1^{\circ}$. Chacun de ces fichiers contient les élévations de terrain, données en mètres selon le *National Geodetic Vertical Datum* (1929), correspondant à un quadrillage régulier dans le plan horizontal. Ces fichiers sont géoréférencés horizontalement selon le *World Geodetic System* 1972 (WGS 72) en spécifiant la latitude et la longitude du point sud-ouest. L'écart entre les points d'élévation le long d'un profil est de trois secondes d'arc, selon le système de coordonnées géographiques utilisé (Roy, 1999).

4.3.3 Réseaux hydrographique et routier

Les données vectorielles utilisées comprenaient les réseaux hydrographique et routier. Elles étaient destinées à la correction géométrique des images radars. Comme l'expliquent Rheault et al. (1999), ces données provenaient cependant de sources différentes selon que la région couverte se trouvait dans la partie canadienne ou américaine du bassin versant de la rivière Châteauguay.

D'abord, les réseaux hydrographique et routier de la portion canadienne de la région à l'étude ont été digitalisés manuellement à partir de cartes topographiques à l'échelle 1:50 000. Ces cartes provenant de Énergie, Mines et Ressources Canada étaient représentées en coordonnées UTM selon le North American Datum 1927 (NAD 27).

Pour ce qui est de la portion américaine du territoire, les représentations vectorielles des routes et cours d'eau qu'on y trouve ont été fournies par le *U.S. Geological Survey*. Ces

données numériques étaient représentées à l'échelle 1:250 000 en coordonnées UTM selon le datum WGS 72.

4.3.4 Image Landsat TM

En vue du géocodage des images RADARSAT, un quadrant d'une scène LANDSAT TM (*Thematic Mapper*) couvrant la presque totalité du bassin de la rivière Châteauguay a été acquise. Celle-ci a été prise le 19 août 1995 dans les bandes TM 4, 5 et 3 associées respectivement aux couleurs rouge, verte et bleue. Telle que décrite dans Rheault et al. (1999), l'image présentée à la figure 4.11 montre les forêts dans les tons de brun allant jusqu'au jaune, les développements urbains en bleu et les champs agricoles dans un large éventail de couleurs (cyan, orange, brun, vert).

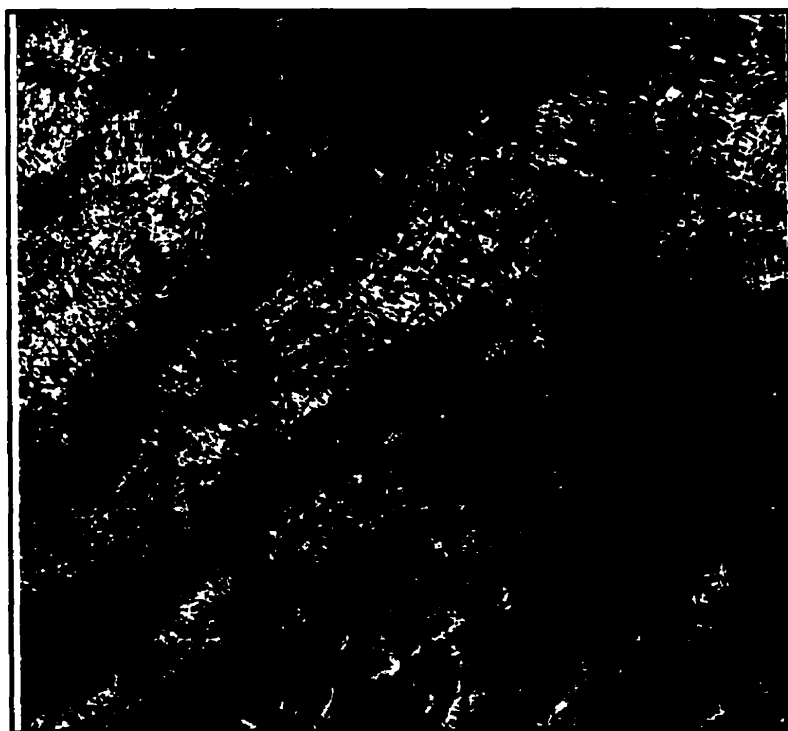


Figure 4.11 : Image LANDSAT TM 4, 5 et 3 en rouge, vert et bleu (19 août 1995)

4.3.5 Photographies aériennes

La vérification des valeurs d'humidité calculées à partir des images RADARSAT nécessitait la mesure de teneurs en eau en divers endroits du territoire à l'étude, dans des champs agricoles caractérisés par un faible couvert végétal. Le chatoiement et la résolution en mode standard S1 rendaient cependant très difficile la localisation et la délimitation exacte de ces champs sur les images radar, en vue de l'extraction ultérieure des valeurs de rétrodiffusion. Il a donc été nécessaire d'avoir recours à des photographies aériennes en infrarouge couleurs à l'échelle 1:15 000 (23 cm x 23 cm) pour localiser exactement les champs échantillonnés.

Les photographies aériennes ont été commandées à la *Photocartothèque Québécoise* à partir d'un index de vol, soit une carte à l'échelle 1 :250 000 indiquant les lignes de vol et les numéros de photographies prises le long de chacune d'elles, pour la région géographique 31H. Le tableau présenté à l'annexe I indique le numéro de chacun des champs échantillonnés, le numéro de la photographie aérienne utilisée pour le localiser ainsi que la date d'acquisition.

4.4 Acquisition des données de terrain

Parallèlement à la prise d'images satellites, des campagnes de terrain ont été organisées dans le but de recueillir, en certains endroits spécifiques du territoire à l'étude, des informations sur l'humidité du sol, sa rugosité ainsi que le type de couvert végétal présent au moment de chacune des acquisitions d'images. Les 7 collectes de données s'échelonnant du mois de mai au mois de novembre 1998 ont permis de faire des relevés sur 24 champs préalablement sélectionnés, à différents stades de croissance de la végétation et pour diverses conditions environnementales. La méthodologie employée

pour la prise de données ainsi que les diverses caractéristiques mesurées lors des campagnes de terrain sont décrites en détail dans la présente section.

4.4.1 Méthodologie utilisée

L'humidité du sol à l'échelle d'un bassin versant varie considérablement de manière spatiale et temporelle. La méthodologie employée pour évaluer la teneur en eau du sol sur le terrain visait donc sa mesure en différents endroits répartis sur le bassin à chacune des 7 acquisitions.

D'abord, 24 champs ont été sélectionnés à l'intérieur ou tout près des limites du bassin versant de la rivière des Anglais. Ils sont numérotés de 27 à 50 puisqu'ils font suite à une première sélection de 26 champs agricoles ayant servi antérieurement au suivi du couvert nival à l'aide d'images satellites dans cette même région (Leconte *et al.*, 1998). Les champs 1 à 26 n'ont pas été retenus pour cette étude puisque les cultures qu'on y trouvait généralement durant la saison estivale empêchaient la mesure adéquate de l'humidité du sol. En effet, au fur et à mesure de la croissance de la végétation, celle-ci masque graduellement la rétrodiffusion du sol sous-jacent. Par contre, des études antérieures telles celle de Ulaby *et al.* (1996), ont démontré qu'un couvert végétal peu dense altère de manière non significative le signal radar en provenance du sol. Ainsi, il était nécessaire pour cette étude de choisir des champs agricoles caractérisés par une faible biomasse tels que des pâturages, des champs de foin et d'herbe. Quelques champs de maïs ont également été retenus dans le but de vérifier l'effet d'un couvert végétal plus important sur les mesures d'humidité du sol à partir de l'imagerie satellitaire. L'emplacement des différents champs est indiqué sur la figure 4.12 alors que le tableau 4.2 expose leur contenu.

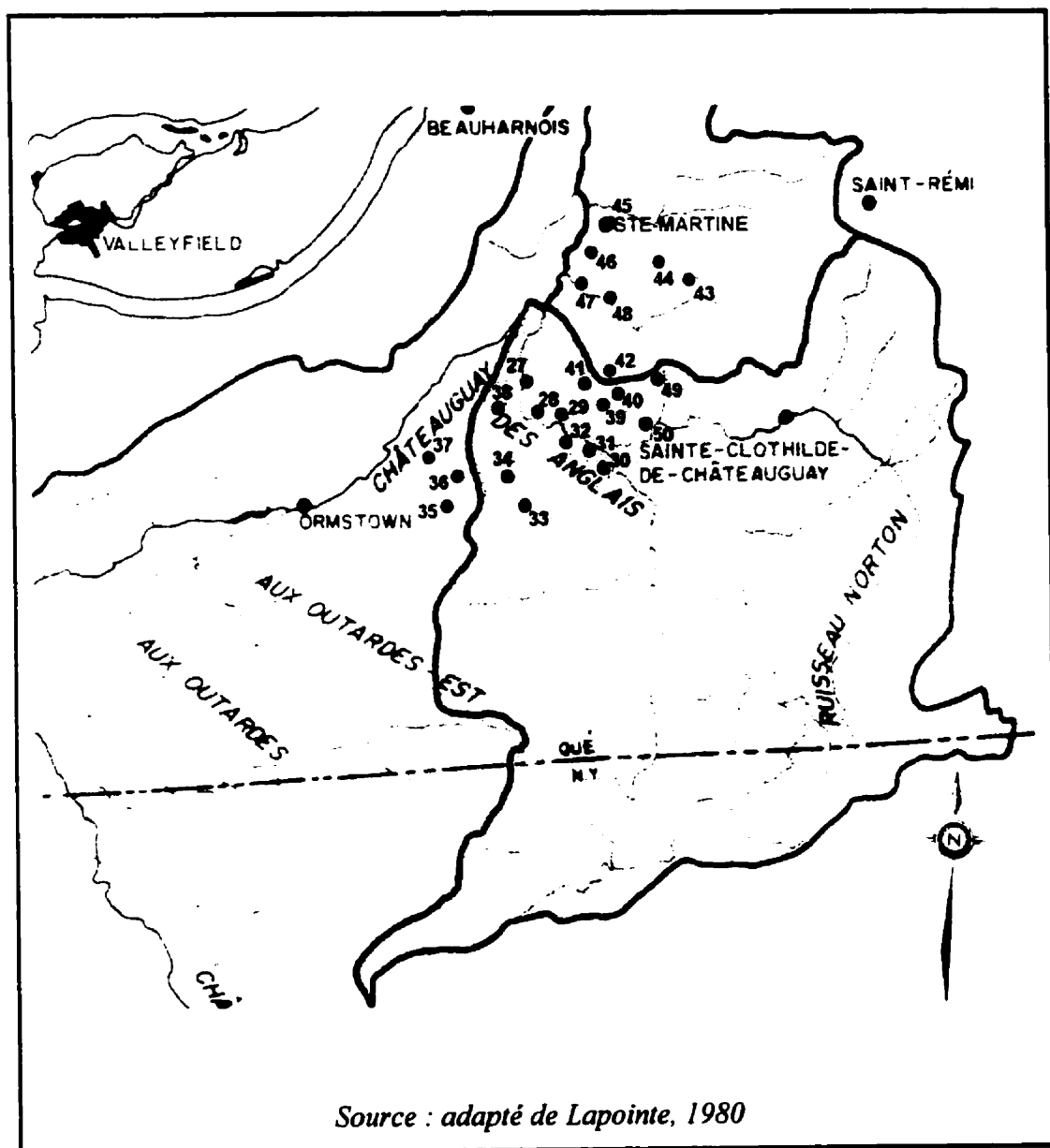


Figure 4.12 : Emplacement des différents champs étudiés

Tableau 4.2
Végétation présente dans les différents champs

No. du champ	Type de végétation
27	Herbe et trèfle
28	Maïs
29	Herbe et trèfle
30	Herbe
31	Maïs
32	Plants variés
33	Herbe et trèfle
34	Céréales et trèfle
35	Maïs
36	Herbe
37	Herbe
38	Maïs
39	Herbe
40	Herbe
41	Herbe
42	Trèfle
43	Maïs
44	Maïs
45	Maïs
46	Herbe et trèfle
47	Maïs
48	Orge et moutarde
49	Herbe
50	Herbe

D'autre part, comme l'humidité du sol varie considérablement dans le temps, il était nécessaire de procéder à sa mesure in situ à un moment le plus près possible de l'heure de l'acquisition de l'image radar. Pour minimiser le délai entre la prise de mesures au sol et la prise d'images, le travail était réparti entre 2 équipes qui échantillonnaient chacune 12 ou 13 champs. Le parcours à effectuer par celles-ci a été tracé de manière à minimiser le temps de déplacement entre 2 champs successifs, assurant ainsi un maximum de temps disponible pour l'échantillonnage de données. Celles-ci étaient recueillies sur une période approximative de 5 heures, centrée sur l'heure de l'acquisition de l'image, de manière à ce qu'il y ait au plus 2 heures et demie entre la mesure de l'humidité du sol dans un champ et la prise de l'image radar. Compte tenu d'un temps total de déplacement d'environ 30 minutes pour une équipe échantillonnant

ses 12 champs, le temps consacré pour l'échantillonnage d'un champ était d'environ 25 minutes, soit un peu moins de 3 champs échantillonnés en une heure. De plus, pour optimiser le temps disponible, seules les mesures d'humidité étaient prises le jour de l'acquisition de l'image de même que des photos présentant une vue générale et rapprochée de chacun des champs, accompagnées d'une brève description. Les mesures de rugosité étaient prises le lendemain par une équipe de deux personnes, tout comme les échantillons de végétation.

4.4.2 Conditions environnementales

La qualité des données recueillies à chacune des campagnes de terrain dépend non seulement de la précision des appareils de mesure et de la méthodologie utilisés, mais aussi des conditions environnementales prévalant au moment de chacune des collectes. En effet, la température et les précipitations influencent directement la teneur en eau du sol dont le fort pourcentage facilite l'enfoncement des sondes et favorise une répartition uniforme de l'humidité. Ce sont donc les conditions environnementales pour chacune des collectes de données qui sont brièvement décrites dans cette section (Rheault et al., 1998b). Cette description a nécessité le recours aux données climatiques journalières fournies par Environnement Canada pour les stations voisines du site. Les hauteurs de pluie et la température moyenne pour les stations de Dorval, Sainte-Clothilde et Ormstown ont donc été utilisées. Les valeurs moyennes de précipitation et de température associées à une date précise proviennent d'une pondération des données de chacune des stations, selon la superficie qui lui est associée, tel que décrit par Roy (1999).

4.4.2.1 Collecte du 2 mai 1998

Après une période de plusieurs jours sans précipitation, une pluie légère est survenue la veille de cette première acquisition d'image. Le jour même, des averses dispersées ont humidifié davantage le sol de la région à l'étude. Les mesures de teneurs en eau prises dans chacun des champs étaient plutôt variables à cause du processus de redistribution de l'eau dans le sol, mais, de manière générale, elles étaient élevées avec des valeurs comprises entre 0,2 et 0,4 sur les premiers 0-6 cm. À cause de la nature argileuse des sols de la région, deux couches de sol distinctes étaient clairement observées sur plusieurs champs. La couche supérieure d'une épaisseur variant de 1 à 3 cm, était généralement plus sèche que celle sous-jacente. Ces deux couches de sol de même composition et de même granulométrie sont le résultat du séchage caractéristique des sols argileux. L'argile rétrécit en séchant, ce qui a pour effet d'isoler une couche supérieure de sol plus sèche. Ce phénomène a pu être observé dans plusieurs champs, durant les campagnes de terrain.

Pour ce qui est de la végétation, elle était évidemment absente des champs agricoles en raison du labours des terres en vue des semis. Les pâturages (champs d'herbe) présentaient cependant une végétation courte ne dépassant pas quelques centimètres de hauteur.

4.4.2.2 Collecte du 26 mai 1998

Tout comme les trois jours qui l'ont précédée, la journée du 26 mai fut ensoleillée et exempte de précipitation. Cette période sèche avait engendré au sol la formation d'une couche superficielle sèche et dure, d'une épaisseur d'environ 3 à 6 cm. La sonde, enfoncée à travers cette couche dans le sol intact, indiquait des taux d'humidité se situant entre 0,13 et 0,27. Des fissures de retrait polygonales ont pu être observées à la

surface du sol de plusieurs champs. Contrairement à la couche superficielle, la couche inférieure de sol était beaucoup plus humide avec des valeurs de teneur en eau variant de 0,3 à 0,44 pour les 6 premiers centimètres de sol. Ceci confirme l'aptitude des sols argileux à conserver leur humidité pour de longues périodes de temps.

Par ailleurs, la végétation la plus dense se trouvait dans les pâturages où elle atteignait une hauteur de 30 à 40 cm. Les champs cultivés étaient essentiellement nus, ne présentant qu'une végétation naissante de quelques centimètres de hauteur.

4.4.2.3 Collecte du 13 juillet 1998

De manière générale, la sortie sur le terrain du 13 juillet s'est déroulée dans des conditions ensoleillées malgré les précipitations abondantes qui ont cessé trois heures avant le moment d'acquisition de l'image. La végétation était donc très humide, de même que le sol qui présentait des teneurs en eau dépassant 0,35 dans plusieurs cas.

D'autre part, la densité de végétation variait considérablement d'un champ à l'autre. Elle passait de faible à très dense selon que la récolte avait été faite récemment ou non, en considérant que la densité de végétation varie également selon le type de culture. En effet, le maïs avait déjà atteint à cette date une hauteur avoisinant 2 m dans certains champs.

4.4.2.4 Collecte du 6 août 1998

Lors de la sortie du 6 août, le sol était généralement sec et très dur. Les teneurs en eau mesurées variaient entre 0,07 et 0,35, avec une valeur moyenne autour de 0,22. Le temps était nuageux (température de 20,5°C) et une pluie très légère ne durant que

quelques minutes seulement, est tombée vers 17h15 sur la partie nord du territoire couvert sans toutefois avoir de conséquences notables sur les résultats obtenus. Aucune précipitation n'a été enregistrée durant les 5 jours qui ont précédé la sortie sur le terrain. Quelques cultures de maïs pouvaient atteindre 2 mètres de hauteur alors que d'autres (incluant les plants de maïs) étaient en début de croissance. Les récoltes étaient amorcées sur certains champs de céréales contrairement à plusieurs autres qui n'avaient pas encore été coupés. Les pâturages présentaient des densités de végétation qui variaient selon que la dernière coupe avait été effectuée récemment ou non.

4.4.2.5 Collecte du 30 août 1998

Lors de la sortie du 30 août, le temps était ensoleillé et la température, élevée (18,3°C). Le sol était très humide avec des valeurs d'humidité mesurée variant de 0,27 à 0,48 dont la moyenne était de 0,4. Ces mesures relativement élevées s'expliquent par des précipitations totales de 26 mm de pluie qui sont tombées sur la région durant les 5 jours précédents, dont 11 mm la veille de l'acquisition. La plupart des champs de maïs étaient à leur pleine hauteur (plus de 2 mètres) mais certains avaient été coupés. La hauteur des champs d'herbe et de trèfle était très variable.

4.4.2.6 Collecte du 17 octobre 1998

La température du 17 octobre était clémente (9,5°C) et le temps, ensoleillé. Le sol était assez humide suite aux 23 mm de pluie qui étaient tombés le 14 octobre. Certains champs cultivés avaient été labourés, en totalité ou en partie, et les nouvelles rugosités de surface alors engendrées ont donc été mesurées. Des champs de maïs restaient encore intacts. La végétation de la majorité des champs avait été coupée à une très faible hauteur (environ 5 à 10 cm).

4.4.2.7 Collecte du 10 novembre 1998

Lors de la dernière sortie, le 10 novembre, la température était froide et des vents forts ont balayé l'ensemble du territoire étudié. Jusqu'à environ 16h00, le temps était couvert. Par la suite, une pluie très légère est tombée, pluie qui s'est intensifiée aux environs de 16h45, soit approximativement une heure avant le moment de l'acquisition. Les champs cultivés avaient été labourés très grossièrement. Leur sol était excessivement dur et hétérogène. Certains champs d'herbe étaient coupés très court.

4.4.3 Mesures de la teneur en eau du sol

Les mesures de l'humidité sol ont été effectuées lors des campagnes de terrain sur chacun des champs à l'aide d'un appareil portable *ThetaProbe*. Ce dernier permet de déterminer la teneur en eau du sol, m_s , à une profondeur de 6 cm sous la surface. Pour les 12 champs situés plus au nord (champs 27 et 39 à 49), la teneur en eau du sol a également été mesurée à une profondeur de 15 cm lors des 6 dernières sorties sur le terrain en utilisant une sonde *TDR*. Une description de ces appareils est brièvement présentée à la section suivante.

Les valeurs de teneur en eau ont été déterminées pour chaque champ à l'aide des appareils *ThetaProbe* et/ou *TRD* en 4 à 6 endroits différents, situés à une distance minimale de 30 m les uns des autres, avec 3 à 4 mesures ponctuelles par site. Comme la résolution des images acquises est de 25 m, cette manière de procéder assurait la prise de mesures in situ sur des parcelles de terrain correspondant chacune à des pixels différents. Le nombre de sites d'échantillonnage a été déterminé en s'inspirant d'études antérieures visant l'estimation de l'humidité du sol à l'aide du RSO, telles celle de Boisvert et al. (1996). Par ailleurs, l'emplacement de chacun des sites d'échantillonnage pour la présente étude n'a pas été noté puisque c'est la mesure de

l'humidité moyenne sur l'ensemble d'un champ qui était visée. Le nombre de sites d'échantillonnage et de mesures par site étaient déterminés à partir de la variabilité des données recueillies, évaluée au fur et à mesure de la collecte. Dans certains cas, le sol excessivement dur rendait l'enfoncement des tiges des sondes très difficile, voire même impossible, ce qui limitait le nombre de prises de mesures.

D'autre part, compte tenu de la nature très argileuse du sol de la région, il n'était pas rare de constater la formation caractéristique d'une croûte plus sèche de sol à sa surface, tel que discuté à la section 4.4.2. Dans ce cas, une première mesure de teneur en eau était prise en enfonçant simplement la sonde dans le sol, à travers cette couche durcie s'étalant sur les quelques premiers centimètres. Une seconde mesure était ensuite effectuée mais en enlevant cette fois la croûte argileuse en surface dont l'épaisseur avait été notée au préalable. De cette manière, il était plus facile d'évaluer les teneurs en eau respectives de chacune des couches.

L'annexe II présente, sous forme de tableaux, les mesures ponctuelles de teneur en eau (m_s) effectuées sur chacun des champs, pour les 7 campagnes de terrain, ainsi que l'heure à laquelle elles ont été prises (si disponible). Lorsque celles-ci ont été effectuées à l'aide de la sonde TDR, ces trois lettres sont indiquées dans l'en-tête de la colonne de données correspondantes. L'indice 1 fait référence à une mesure faite en enfonçant les tiges métalliques dans le sol non remué alors que l'indice 2 indique une mesure effectuée à travers un sol dépourvu de sa croûte sèche de surface dont l'épaisseur approximative est notée d. Certains commentaires descriptifs du sol et de la végétation présente sont inscrits dans la dernière colonne de chaque tableau.

4.4.3.1 Description des appareils utilisés

L'appareil ThetaProbe, produit par Delta-T devices Limited, U.K, est constitué d'une sonde hydrofuge comportant, à son extrémité, 4 tiges à bout effilé d'une longueur de 6 cm, destinées à être enfoncées dans le sol. Cette sonde est reliée par un câble à un boîtier d'alimentation affichant les résultats sous forme analogique sur une base continue. La figure 4.13 illustre l'un des appareils portatifs utilisés.

Le ThetaProbe détermine la teneur en eau volumique du sol en mesurant la variation de sa constante diélectrique. Un signal de 100 MHz est appliqué par l'intermédiaire d'une ligne de transmission spécialement conçue à cette fin dont l'impédance change au fur et à mesure que celle du sol change. La fréquence du signal utilisé par l'appareil permet de minimiser les effets dus à la salinité du sol de sorte qu'une variation de l'impédance de la ligne de transmission dépend presque uniquement de la constante diélectrique du sol (Delta-T Devices, 1998), . Le signal affiché sur le cadran de l'appareil est un voltage compris entre 0 et 1V correspondant à une valeur de constante diélectrique à l'intérieur de la plage 1-32. L'appareil est muni d'un afficheur numérique qui peut soit fournir la valeur du voltage mesuré ou bien les valeurs de teneur en eau pour un sol minéral ou organique. La conversion du voltage en teneur en eau s'effectue via une courbe générale de calibration associée au type de sol désigné, intégrée dans le processeur de l'appareil (Delta-T Devices, 1998).

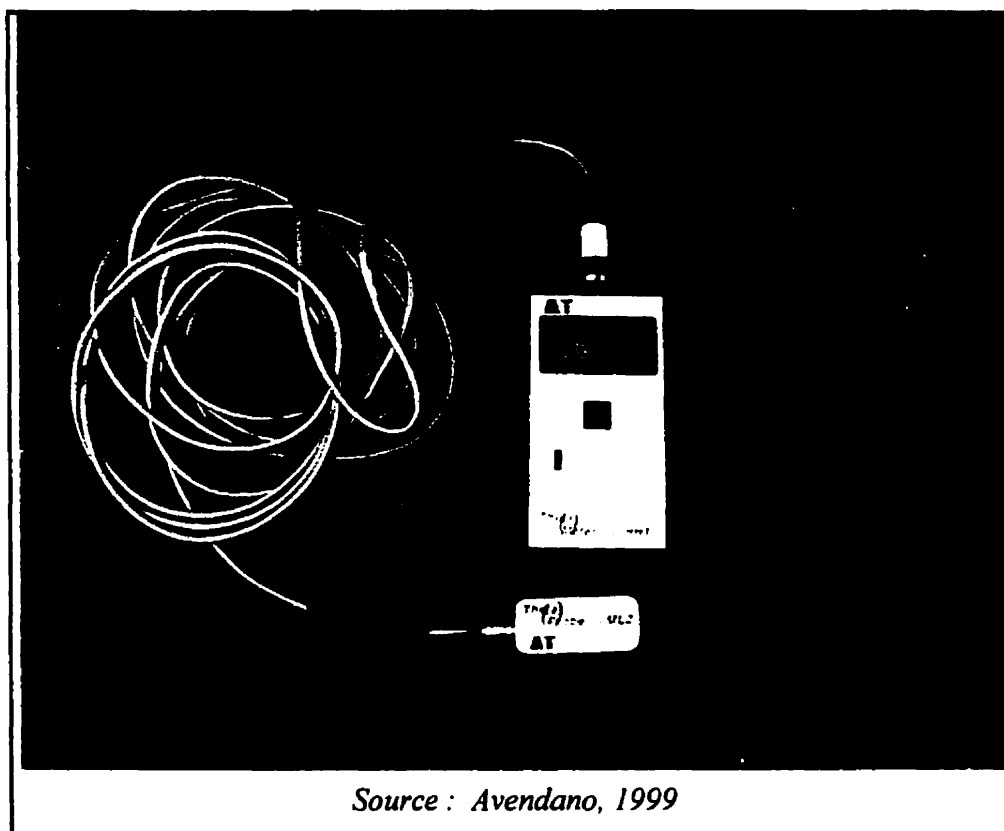


Figure 4.13 : Appareil ThetaProbe

Par ailleurs, les mesures de teneur en eau effectuées à l'aide de la sonde sont susceptibles d'être affectées, à l'échelle locale, par les facteurs suivants : variation de la compaction et de la composition du sol, présence de roches près des tiges de mesure, présence de racines ou de trous dans le sol, drainage souterrain et variabilité dans les pertes par transpiration et par évaporation. Ainsi, dans le cas de sols très hétérogènes, le manuel d'utilisation du ThetaProbe recommandait de faire des lectures en au moins trois endroits différents, situés à proximité les uns des autres. Lors des sorties sur le terrain, la prise de 3 à 4 mesures sur un même site d'échantillonnage contribuait donc à minimiser l'influence de ces facteurs sur les résultats obtenus.

Dans des conditions normales d'utilisation, la précision de l'appareil mentionnée par le manufacturier était de $\pm 0,05 \text{ m}^3/\text{m}^3$ sans calibration préalable de l'appareil pour un sol spécifique ($\pm 0,02 \text{ m}^3/\text{m}^3$ avec calibration). Afin de vérifier si cette précision était effectivement applicable aux conditions d'utilisation prévalant sur le terrain, quelques essais ont d'abord été effectués en laboratoire. Pour vérifier la précision du ThetaProbe, deux méthodes différentes ont été utilisées. La première impliquait la mesure d'un volume d'eau ajouté à une masse de sol argileux provenant de la région à l'étude, initialement séchée à l'étuve. Les lectures de teneur en eau ont été effectuées sur ce même volume de sol pour des ajouts successifs de 10 ml d'eau. La seconde méthode de vérification utilisait sept échantillons de sol préparés avec des teneurs en eau différentes. L'eau était ajoutée au sol initialement séché puis la teneur en eau du sol humide était mesurée à l'aide de la sonde. La quantité exacte d'eau présente était mesurée par différence de masse avant et après séchage d'un échantillon de sol humide.

D'autre part, la granulométrie des sols de la région est excessivement fine : le très grand pourcentage de matériel passant le tamis 80 μm confirme leur nature argileuse. Or, les courbes résultant de la calibration de l'appareil ThetaProbe effectuée à l'aide des deux méthodes décrites précédemment ont été comparées graphiquement aux courbes de calibration prédéfinies pour les sols organique et minéral. Compte tenu de la finesse des particules du sol, les résultats obtenus lors de la calibration en laboratoire se sont avérés très près de la courbe obtenue à partir d'un sol organique, c'est pourquoi celle-ci fut utilisée pour toutes les mesures in situ de teneur en eau.

Les résultats obtenus lors de la calibration du ThetaProbe par les deux méthodes différentes sont présentés sous forme de graphique à la figure 4.14. Celle-ci montre clairement que les teneurs en eau mesurées se situent à l'intérieur des limites fixées par la précision de l'appareil. Les valeurs de teneur en eau mesurées sont comparées aux valeurs théoriques pour chacune des deux méthodes. Les lignes pointillées représentent la précision de l'appareil ($\pm 0,05 \text{ m}^3/\text{m}^3$).

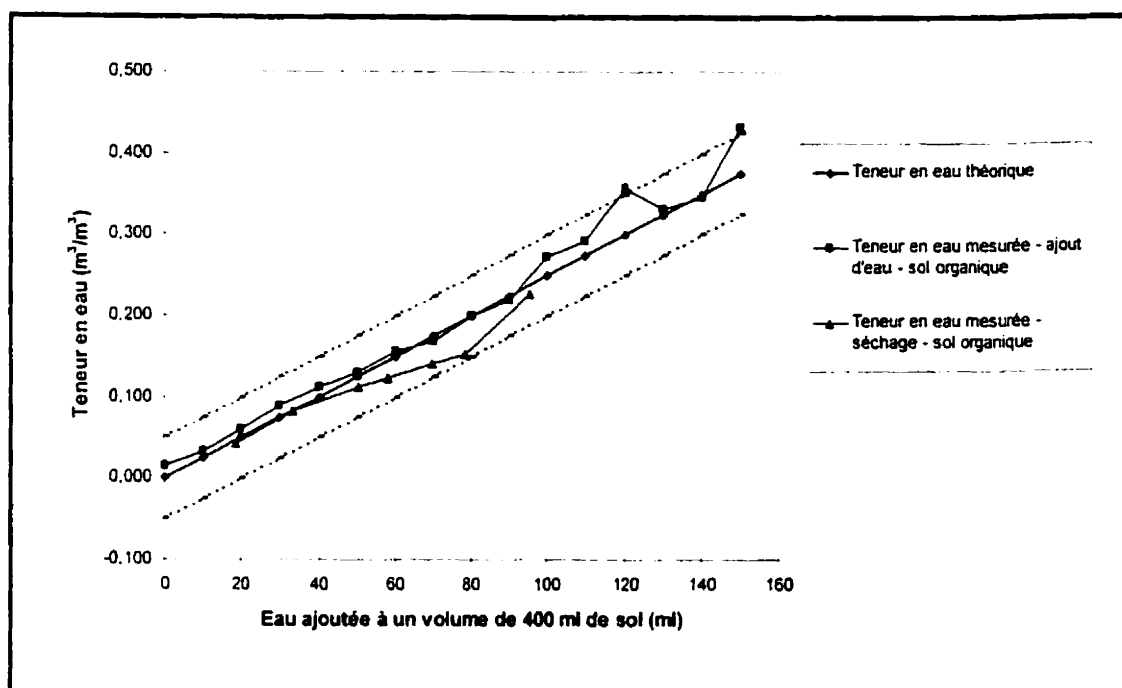
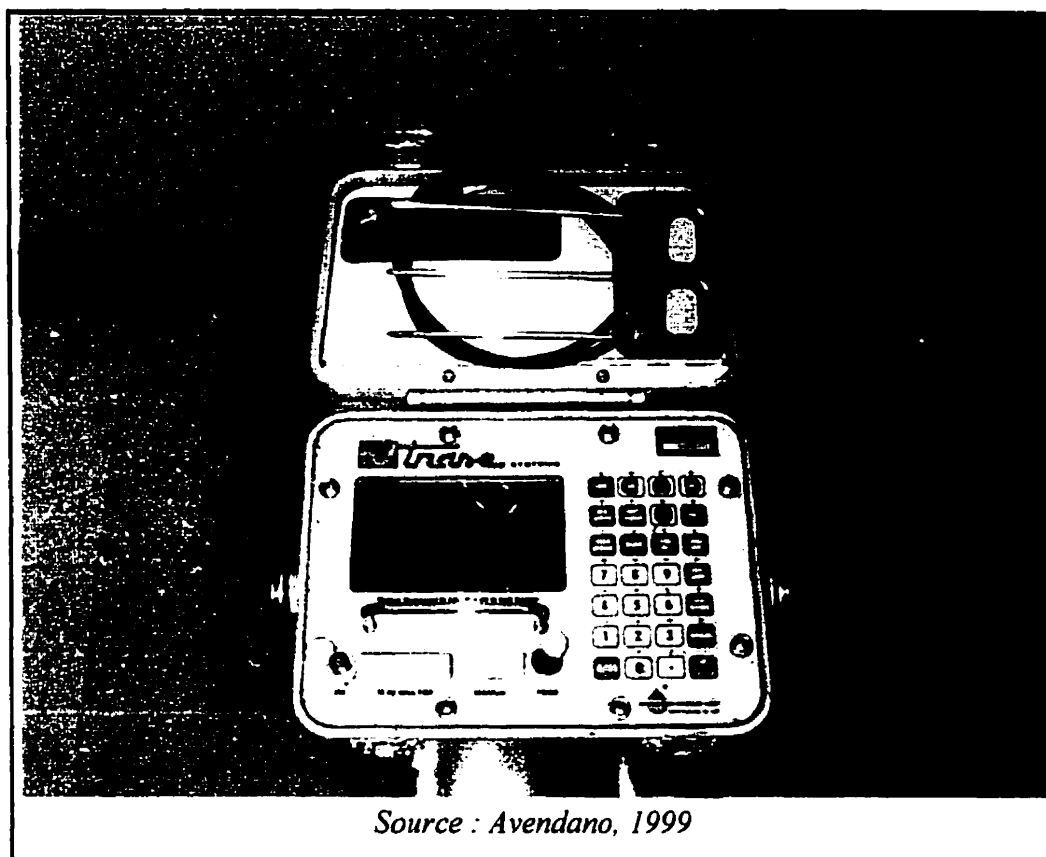


Figure 4.14 : Vérification de la précision du ThetaProbe

Le second appareil utilisé est la sonde TDR, présentée à la figure 4.15. Celle-ci est constituée d'un boîtier plus imposant que celui du ThetaProbe, auquel est relié un câble terminé par des guides d'onde, eux-mêmes constitués des tiges métalliques alignées. Les guides d'onde et leur câble coaxial sont amovibles de sorte qu'il est possible changer la profondeur de sol sondée par l'utilisation de tiges de différentes longueurs. Celles employées pour l'étude mesuraient 10 cm. Le boîtier du TDR comporte entre autres un écran où se fait l'affichage de la teneur en eau volumique du sol en pourcentage, au dixième près. Les différentes options de calcul et d'affichage des données disponibles avec cet appareil sont décrites dans son manuel d'utilisation (Soilmoisture, 1990).



Source : Avendano, 1999

Figure 4.15 : Appareil TDR

L'appareil TDR mesure la constante diélectrique du sol en se basant sur le principe suivant : la vitesse de déplacement d'une micro-onde à l'intérieur d'une ligne de transmission parallèle dépend de la constante diélectrique du matériel en contact avec cette ligne. Ainsi, comme la longueur des guides d'onde enfoncés dans le sols est connue, l'appareil mesure le temps nécessaire à une impulsion micro-onde pour en parcourir toute la longueur et déduit ainsi la valeur de la constante diélectrique. La relation existant entre les différentes valeurs de constante diélectrique et leur teneur en eau correspondante a été établie par des mesures expérimentales minutieuses. Les valeurs de constante diélectrique ont été mesurées sur des échantillons de sols contenant des volumes d'eau connus de façon précise et c'est cette relation établie entre les deux paramètres qui est utilisée par le TDR pour transformer les constantes diélectriques calculées en valeurs de teneur en eau volumique (Soilmoisture, 1990).

4.4.4 Échantillons de végétation

Afin d'évaluer ultérieurement l'effet de la végétation sur les valeurs de rétrodiffusion mesurées, des échantillons de végétation ont été prélevés sur chacun des champs le lendemain des acquisitions d'images satellite. Toute la végétation comprise à l'intérieur d'un gabarit cartonné mesurant 51 cm x 31 cm était coupée à environ 1 cm du sol puis placée à l'intérieur d'un sac de plastique dûment identifié et fermé hermétiquement en vue des essais ultérieurs. L'échantillonnage était effectué sur un seul site par champ. Cependant, son emplacement était minutieusement choisi de manière à prélever un échantillon qui soit représentatif de l'ensemble du champ en termes de hauteur, de densité et de type de végétation.

4.4.5 Mesure de la rugosité du sol

Comme il a été mentionné antérieurement, les valeurs de rétrodiffusion radar varient selon la rugosité du sol. Ce paramètre a donc été calculé pour chacun des champs échantillonnés à partir de mesures du profil du sol. Dans les champs cultivés, ces mesures ont été prises parallèlement et transversalement aux sillons caractéristiques. Elles étaient effectuées une première fois pour l'ensemble des champs avant la première acquisition, à la fin des semis (2 et 8 mai '98). Elles ont donc été supposées valables jusqu'au moment du labourage automnal même si elles avaient pu entre temps être modifiées par la pluie susceptible d'entraîner l'érosion de la surface du sol (Beaudoin et al., 1990). Si celui-ci survenait avant la fin des acquisitions prévues, le profil était alors mesuré une seconde fois pour tenir compte du changement de rugosité sur les dernières images.

Les tracés des profils ont été obtenus en utilisant un carton mesurant 1 mètre de longueur et 60 cm de hauteur. Celui-ci était gradué sur toute sa dimension horizontale à tous les 2 centimètres et verticalement, à tous les centimètres, sur environ le tiers de sa hauteur. Pour obtenir le portrait le plus exact possible de la rugosité du terrain, le carton était enfoncé dans le sol à travers ses irrégularités de surface, de manière à ce que son profil se superpose en tout point au quadrillage. La coupe du sol ainsi graduée était alors photographiée en visant perpendiculairement le carton avec l'objectif de l'appareil, tel qu'illustré à la figure 4.16.

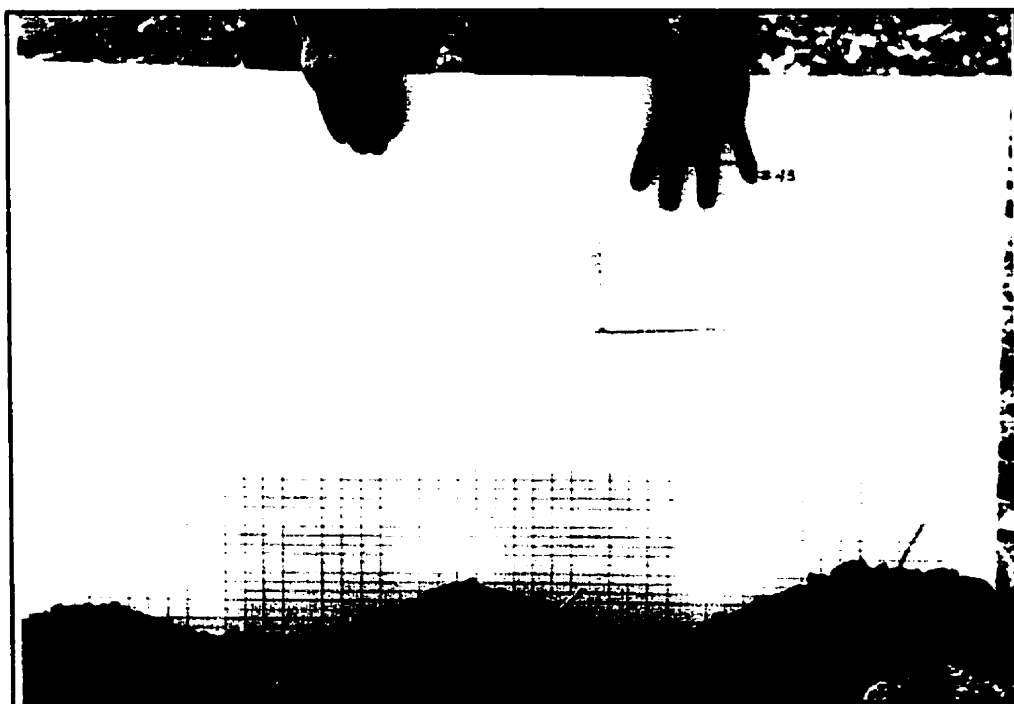


Figure 4.16 : Photographie du profil du sol – champ 43, 8 mai 1998

CHAPITRE V

TRAITEMENT DES DONNÉES

Plusieurs transformations ont dû être appliquées aux différentes données recueillies afin de mesurer puis de cartographier l'humidité superficielle du sol à l'échelle du bassin versant. Ce chapitre a donc comme objectif principal de décrire les divers traitements appliqués aux données numériques et de terrain en vue par exemple de les corriger, de les rendre compatibles ou d'en extraire d'autres types d'informations.

Tout d'abord, le processus de traitement des données numériques est décrit. On y parle des corrections appliquées aux images RADARSAT, des modifications apportées au modèle numérique de terrain, du traitement de l'image LANDSAT ainsi que de la création d'une base de données géoréférencée à partir des photographies aériennes numérisées. En deuxième lieu, ce sont les traitements appliqués aux données de terrain qui sont exposés. On y présente la procédure suivie pour le calcul de la rugosité du sol à partir des profils photographiés, de même que les calculs appliqués aux données relatives à la végétation dans le but d'en extraire la teneur en eau et d'obtenir la densité des couverts présents.

5.1 Traitement des données numériques

L'utilisation des données numériques en vue de l'extraction des valeurs d'humidité ne peut se faire sans qu'elles subissent au préalable un certain traitement. Les transformations effectuées sur les images numériques ont pour but de corriger leurs distorsions radiométrique et géométrique. Ces corrections sont effectuées à partir d'autres données numériques ayant elles aussi été converties en un format utilisable. Ce

sont donc ces processus de traitement appliqués aux différentes données numériques qui sont décrits dans cette section.

5.1.1 Images RADARSAT

Les images RADARSAT utilisées pour le projet ont dû subir une série de transformations. Celles-ci visaient à corriger les distorsions radiométriques et géométriques inhérentes à leur acquisition par le satellite et à en améliorer l'aspect visuel. Ce processus de traitement des images fut entièrement réalisé par une compagnie externe agissant comme partenaire de recherche pour cette étude, *Mir Télédétection inc.*, qui offre une gamme complète de services dans le domaine de la géomatique, particulièrement dans les applications de la télédétection et des SIG aux sciences de la Terre. Ce procédé est celui qui a été utilisé pour la correction d'images du même secteur dans une étude antérieure visant le suivi du couvert nival (Leconte et al., 1998). Les détails du processus de traitement que l'on retrouve dans la présente section sont tirés du rapport final de cette étude.

Le traitement des images a été effectué à l'aide du logiciel EASI PACE de PCI en quatre étapes distinctes, soient la calibration, le géoréférencement, le filtrage et l'extraction des valeurs de rétrodiffusion. La calibration visait d'abord à convertir les valeurs numériques associées aux pixels de chacune des images en valeurs de rétrodiffusion radar, notée σ^0 . Par la suite, le géoréférencement a permis de corriger géométriquement les images ainsi calibrées en associant aux pixels les coordonnées UTM (Universal Transverse Mercator) correspondantes par le biais d'un rééchantillonnage. Les images corrigées ont ensuite dû être filtrées pour en améliorer l'aspect visuel afin de faciliter l'extraction de données. Enfin, l'identification des zones d'étude s'est faite à l'aide du géoréférencement de photographies aériennes sur lesquelles les champs pré-identifiés étaient clairement visibles.

5.1.1.1 Calibration

Les images prises par RADARSAT sont transmises en format numérique de 16 bits. Leur calibration a pour but de transformer les valeurs associées aux tons de gris de chacun des pixels en valeurs de rétrodiffusion radar. Elle est effectuée en tout premier lieu afin de générer des valeurs de σ^0 qui ne soient pas altérées. La calibration a été effectuée en trois étapes distinctes en utilisant les commandes du module PACE Radar Ortho du logiciel EASI PACE de PCI. Les algorithmes mathématiques à la base de ces transformations sont tirés de son manuel d'utilisation (PCI, 1996) et sont décrits ci-après.

- *Détermination de la brillance, β^0*

L'équation suivante a été appliquée à chacun des pixels de l'image en vue d'obtenir les valeurs de brillance qui leurs étaient associées:

$$\beta^0_{i,j} = 10 \log_{10} \left(\frac{(VN^2 + A_o)}{A_j} \right) \quad (5.1)$$

- où $\beta^0_{i,j}$: valeur de brillance du radar correspondant à la ligne i et la colonne j, en dB;
- VN : valeur numérique entre 0 et 65536;
- A_o : décalage associé au gain de l'antenne, fourni avec l'image;
- A_j : table de graduation du gain pour la colonne j, fournie avec l'image.

- *Détermination de l'angle d'incidence local, I_j*

L'angle d'incidence local a été supposé constant pour une colonne de pixels puisqu'on a fait l'hypothèse que la zone à l'étude était plane et horizontale, ce qui a probablement induit des erreurs dans les zones de l'image à topographie accidentée. Cet angle a été déterminé à partir de l'information disponible sur l'orbite du satellite et le gain de l'antenne. Les équations à la base de ce calcul sont disponibles dans le manuel d'utilisation du module de calibration du logiciel (PCI, 1996) et ne sont donc pas reproduites ici.

- *Détermination de σ° , le coefficient de rétrodiffusion radar*

La valeur de σ° associée à chacun des pixels a été calculée à l'aide de la relation suivante qui utilise les valeurs de brillance et d'angle d'incidence calculées au préalable :

$$\sigma^\circ_{i,j} = \beta_{i,j} + 10 \log_{10}(\sin(I_j)) \quad (5.2)$$

où $\sigma^\circ_{i,j}$: coefficient de rétrodiffusion correspondant à la ligne i et la colonne j, en dB;

I_j : angle d'incidence local associé à la colonne j, en degrés.

Ces étapes de pré-traitement ont été appliquées à chacune des 7 images acquises. Le résultat final était une série de 7 images en format 32 bits-réel (32R) dont les différents tons de gris étaient associées aux valeurs de coefficient de rétrodiffusion radar, utilisables dans les différents modèles présentés au chapitre II. Cependant, afin d'en extraire l'information nécessaire, il est nécessaire de corriger géométriquement les images de la manière décrite à la section suivante.

5.1.1.2 Corrections géométriques

Les images radars sont susceptibles de présenter des déformations géométriques causées par plusieurs facteurs. Les effets de certains d'entre eux tels le mouvement du système de balayage, le mouvement de la plate-forme, son orientation et sa vitesse sont parfaitement prévisibles et la distorsion peut donc être corrigée par modélisation mathématique. Par contre, d'autres phénomènes comme le relief du terrain induisent des erreurs non systématiques. L'élimination de celles-ci ne peut se faire qu'en établissant un modèle mathématique de correspondance entre les coordonnées pixel/ligne de chacun des pixels de l'image originale et leurs coordonnées géographiques réelles sur l'image corrigée. Le modèle est défini à l'aide de certains points caractéristiques de l'image non corrigée auxquels on associe les coordonnées géographiques réelles à partir, par exemple, d'une image Landsat géocodée de la région. C'est précisément de cette façon qu'a été effectué le géoréférencement des images satellites et ce, en utilisant le module GCPWorks du logiciel EASI PACE de PCI.

À partir de l'image LANDSAT géocodée de la manière indiquée à la section 5.1.4.1, il était possible d'établir le modèle mathématique de correspondance par le choix d'un certain nombre de points de contrôle au sol et par l'assignation à chacun d'eux d'une élévation à partir du modèle numérique de terrain. Ceux-ci ont été soigneusement choisis sur la totalité de l'image brute qui couvre le bassin de la rivière Châteauguay. Le tableau 5.1 présente le nombre de points de contrôle au sol ayant servi à la correction géométrique de chacune des 7 images satellites. Les deux dernières colonnes montrent respectivement l'erreur résiduelle moyenne en mètres attribuable au modèle, dans le sens de la longitude et dans celui de la latitude. On remarque que l'erreur est, dans tous les cas, inférieure à la dimension d'un pixel de l'image (25 m), ce qui est plus qu'acceptable compte tenu des dimensions des champs à l'étude dont la plus petite dimension n'est pratiquement jamais inférieure à 5 pixels.

Tableau 5.1
Géoréférencement des images satellites

Images RADARSAT	Date de l'acquisition	Points de contrôle au sol	Erreur résiduelle moyenne	
			est (mètres)	nord (mètres)
1	1998/05/02	50	10	10
2	1998/05/26	47	13	11
3	1998/07/13	63	16	12
4	1998/08/06	78	15	12
5	1998/08/30	76	13	10
6	1998/10/17	45	12	8
7	1998/11/10	62	14	12

Une fois le modèle mathématique établi par le logiciel, celui-ci a été utilisé pour corriger géométriquement l'image par l'intermédiaire d'un rééchantillonnage. On appelle ainsi le procédé par lequel sont calculées les valeurs numériques des pixels correspondant à leur nouvel emplacement sur l'image corrigée et ce, à partir des valeurs numériques des pixels voisins sur l'image originale. Il existe plusieurs méthodes de rééchantillonnage dont les trois principales sont la méthode du plus proche voisin, l'interpolation bilinéaire et la convolution cubique. Leur description ci-après s'inspire principalement de celle fournie par le manuel de référence du module GCPWorks de EASI PACE (PCI,1995).

En premier lieu, la méthode du plus proche voisin associe à un pixel la valeur numérique du pixel de l'image originale qui soit situé le plus près du nouvel emplacement de ce pixel sur l'image de sortie. Ce procédé a l'avantage de garder intactes toutes les valeurs numériques associées aux tons de gris d'une image, ce qui est particulièrement recherché lorsque celle-ci est destinée à une classification ou lorsque de subtiles variations de teintes de gris doivent être conservées. De plus, la méthode du

plus proche voisin est la plus rapide du fait qu'elle n'engendre le calcul d'aucune nouvelle valeur de gris. Par contre, elle entraîne des pertes d'information et la duplication de certains pixels.

En second lieu, la méthode bilinéaire associe à un pixel le calcul de la moyenne pondérée par la distance des valeurs numériques des 4 pixels sur l'image originale qui soient les plus près de l'emplacement de ce nouveau pixel sur l'image corrigée. Le calcul des valeurs numériques implique nécessairement une altération des tons de gris initiaux et une augmentation considérable du temps de calcul qui est de 3 à 4 fois plus élevé que celui requis par la méthode du plus proche voisin. Toutefois, le temps élevé de calcul est compensé par une image à l'apparence plus douce.

Enfin, pour le présent projet de recherche, l'image corrigée géométriquement a été rééchantillonnée à une résolution spatiale de 25 m en utilisant la convolution cubique. Cette troisième méthode associe à un pixel de sortie la moyenne pondérée par la distance des 16 pixels entourant son emplacement sur l'image originale. Tout comme pour la méthode de l'interpolation bilinéaire, les valeurs numériques des pixels originaux sont altérées. Cependant, comme on s'intéresse à la moyenne des valeurs de rétrodiffusion sur un champ puis à la cartographie de l'humidité sur une vaste région, et non à la classification de l'image, cet inconvénient a été jugé peu significatif comparativement au gain considérable en qualité visuelle que permet l'utilisation de la convolution cubique. En effet, selon le manuel de référence, (PCI, 1995) l'image rééchantillonnée par ce procédé est d'apparence plus douce, ses contours sont mieux définis que ceux d'une image produite en utilisant la méthode d'interpolation bilinéaire et elle est dépourvue de l'apparence disjointe caractéristique des images corrigées à l'aide de la méthode du plus proche voisin.

5.1.1.3 Filtrage

Le filtrage avait pour but premier d'atténuer le chatoiement caractéristique des images satellites qui dégrade leur aspect et donc rend plus difficile leur interprétation visuelle. Bien qu'un bon filtre doive uniformiser les tons de gris d'une image, il doit également en préserver les arêtes. C'est sur ces deux critères que fut basé le choix du filtre Lee (puissance), appliqué via une fenêtre 3x3. Ce filtre est celui qui fut utilisé sur des images de la même région prises par RADARSAT, pour le suivi antérieur du couvert nival (Leconte et al., 1998).

Lors de cette étude, une analyse quantitative sommaire de certains filtres avait été réalisée. En se basant sur les résultats des essais détaillés de filtrage présentés dans une étude d'Hydro-Québec (Thibault et al., 1996), seulement trois filtres ont été retenus et testés sur de petites zones agricoles uniformes et sur des sections de la rivière Châteauguay : ce sont les filtres Lee (puissance), Frost et Lee nuancé. Ceux-ci ont été restreints à une fenêtre de 3x3 et n'ont été appliqués qu'une seule fois. Le choix d'un filtre plus étendu (5x5) ou une double application d'un filtre 3x3 faisaient disparaître trop de détails.

Le choix du filtre Lee (puissance) a été effectué à partir d'une analyse visuelle des images traitées. La capacité de réduction du chatoiement était évaluée à partir de l'homogénéité des surfaces tandis que l'aptitude de préservation des arêtes se mesurait par la précision des contours et la conservation ou le rehaussement des détails.

En comparant visuellement les mêmes zones traitées par les trois différents filtres, il est clairement apparu que le filtre Frost réduisait moins le chatoiement et atténuait plus les contours que les filtres Lee : les images traitées avec le filtre Frost présentaient une granulation importante et des éléments moins contrastants. Quant aux images traitées avec les filtres Lee, leur aspect visuel était très semblable. L'examen minutieux de

celles soumises au filtre Lee (puissance) a permis de noter une action légèrement plus efficace de ce dernier, c'est pourquoi celui-ci a été retenu pour être appliqué à l'ensemble des images de la région à l'étude.

5.1.2 Modèle numérique de terrain

Tel que mentionné ultérieurement, il a été nécessaire d'assembler quatre fichiers contenant les données numériques d'élévation de terrain et couvrant chacun une superficie de $1^{\circ} \times 1^{\circ}$, pour obtenir le modèle numérique d'élévation pour tout le bassin versant de la rivière Châteauguay. L'assemblage des fichiers est possible puisque chaque profil orienté nord-sud comporte un point de chevauchement avec ceux des fichiers localisés au nord et au sud, et un profil commun avec les ceux situés à l'est et à l'ouest (Roy, 1999). D'autre part, les élévations contenues dans le modèle numérique de terrain sont données au mètre près, ce qui peut engendrer la présence artificielle de zones planes en terrain peu accidenté (BYU, 1997, cité par Roy, 1999) et des changements brusques du relief en d'autres endroits. Pour éliminer les zones planes et lisser les profils, il a été nécessaire d'appliquer un filtre matriciel adéquat de taille 5×5 sur l'ensemble des données d'élévation de terrain. Les détails reliés au traitement des données numériques d'élévation de terrain sont disponibles dans l'ouvrage de Roy (1999).

5.1.3 Image LANDSAT TM

Tout comme les images RADARSAT, l'image LANDSAT a dû subir elle aussi une série de transformations visant à la corriger pour la rendre conforme à la réalité. Par ailleurs, les bandes de fréquence qui composent cette image sont particulièrement utiles pour l'identification du couvert végétal. L'image LANDSAT a donc subi un traitement

supplémentaire visant à classifier les différents types d'utilisation du territoire. Les processus de correction puis de classification de l'image sont donc décrits ci-après.

5.1.3.1 Corrections géométriques

Tel que décrit dans Rheault et al. (1999), l'image LANDSAT a d'abord été géoréférencée en utilisant plus de 30 points de contrôle au sol, sélectionnés à partir des réseaux hydrographique et routier sous forme vectorielle. Ces points ont tous été sélectionnés dans la portion québécoise du bassin puisque l'échelle des données vectorielles du territoire américain était beaucoup plus faible (1 :250 000). Par ailleurs, comme les informations relatives à l'orbite du satellite et à sa position n'étaient pas disponibles, il a été impossible d'effectuer une ortho-rectification de l'image de la manière décrite pour le traitement des images RADARSAT. Une transformation de premier ordre a plutôt été appliquée sur l'ensemble de l'image LANDSAT pour la géoréférencer selon la projection NAD 27, en coordonnées UTM, zone 18. Le rééchantillonnage de l'image a été effectué à une résolution de 25 m en utilisant une convolution cubique. L'erreur résiduelle moyenne est de 13 m en longitude et de 14 m en latitude.

5.1.3.2 Classification

Une sous-région de l'image LANDSAT couvrant le territoire étudié a été classifiée afin d'y distinguer différentes catégories d'occupation du sol. On a ainsi pu localiser les régions boisées pour lesquelles les modèles destinés aux champs nus ne sont pas applicables. En tout, 13 classes y ont été identifiées et différentes couleurs leur ont été associées, comme le montre la figure 5.1. Les détails relatifs à la méthode employée

par *Mir Télédétection inc.* pour classifier l'image peuvent être consultés dans Rheault et al. (1999).

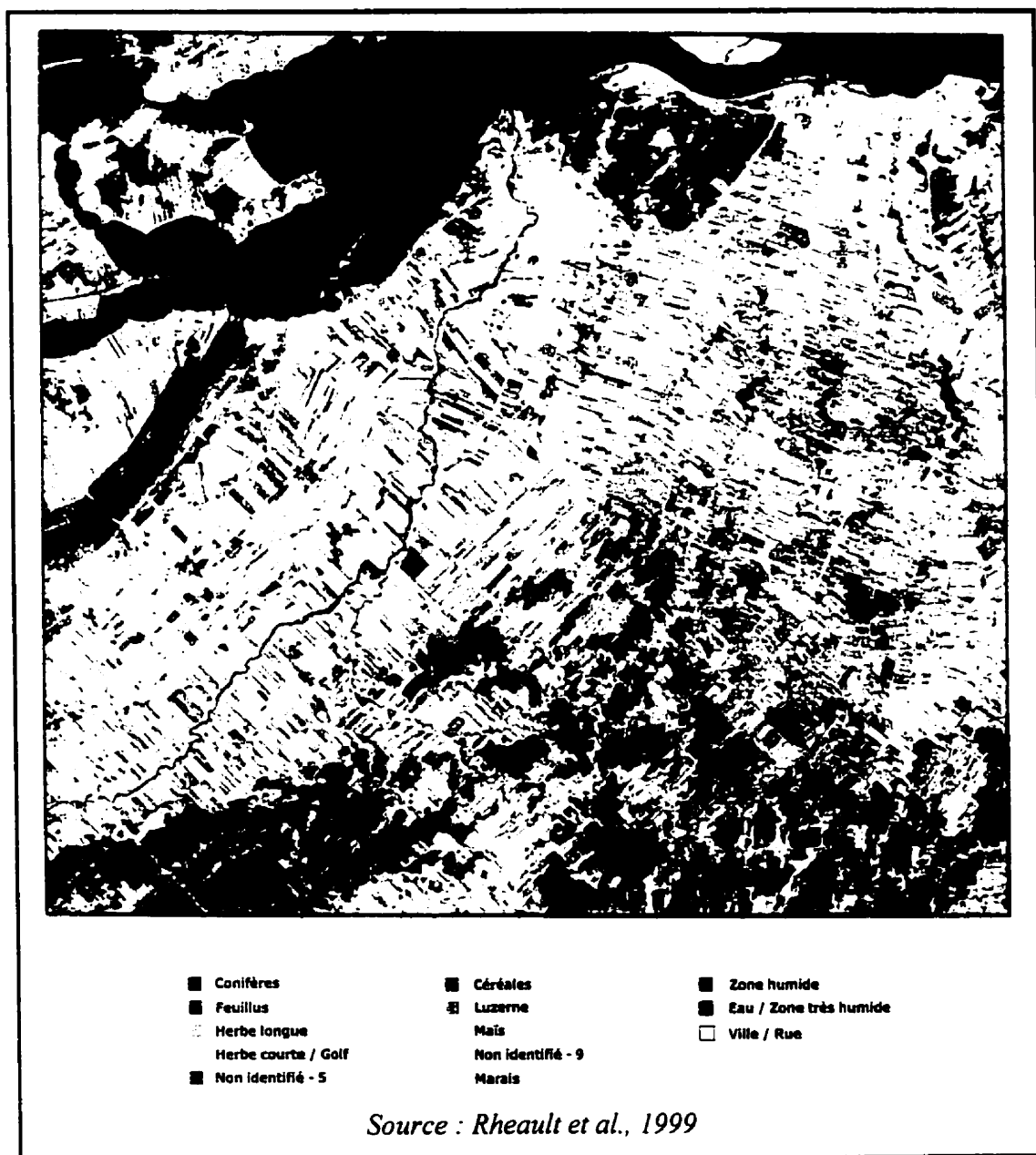


Figure 5.1 : Image classifiée du territoire à l'étude - LANDSAT TM 4, 5 et 3, composé couleurs RVB, 19 août 1995

5.1.4 Photographies aériennes

Les photographies aériennes ont été traitées dans le but d'établir des masques graphiques couvrant exactement la superficie de chacun des champs échantillonnés. Les photographies ont d'abord été numérisées afin de créer des images utilisables par le logiciel EASI PACE. Celles-ci ont été géoréférencées séparément puis sauvegardées dans une même base de données couvrant la superficie du territoire à l'étude. Le résultat fut une mosaïque colorée et géoréférencée sur laquelle il devenait facile de tracer le pourtour des champs à l'aide de vecteurs, à partir de leurs coordonnées géographiques enregistrées dans un GPS. Ces vecteurs ont pu ensuite être chargés dans les images satellites pour servir au masquage final des surfaces des champs. Les masques graphiques ainsi produits ont finalement servi à l'extraction des valeurs moyennes de rétrodiffusion sur la superficie de chacun des champs, par le biais du logiciel EASI PACE.

5.2 Traitement des données de terrain

Le calcul de la teneur en eau des sols ainsi que l'analyse des résultats obtenus exige le traitement de certaines données recueillies sur le terrain. D'abord, il est nécessaire de calculer les valeurs du paramètre de rugosité (h) utilisé par le modèle de Dubois et al. (1995), à l'aide des profils de sols photographiés. Ensuite, la densité de la végétation ainsi que sa teneur en eau doivent être calculées à partir des échantillons prélevés dans les champs à l'étude.

5.2.1 Calcul des rugosités

La rugosité de surface peut être séparée en ses deux composantes principales qui sont la rugosité du sol inhérente à sa granulométrie et associée à la variation aléatoire de l'élévation de la surface, et les labours que l'on retrouve dans certains champs, relatifs à une variation périodique de la hauteur de la surface (Leconte et al., 1998). Ces derniers induisent dans le profil du sol une composante de grande longueur d'onde qui doit d'abord être enlevée par filtrage pour mesurer adéquatement la rugosité de surface associée aux amas de particules de sol.

L'évaluation des paramètres h a été réalisée selon la procédure utilisée dans une étude antérieure sur le suivi du couvert nival, dans la même région (Leconte et al., 1998). Elle part du principe que les profils de sols peuvent être considérés comme le résultat de la superposition d'une série d'ondes sinusoïdales d'amplitudes et de périodes différentes. Tout d'abord, pour chacun des champs, les profils longitudinal et transversal du sol ont été digitalisés à des espacements réguliers de 2 cm, sur les photographies numérisées, à l'aide du logiciel MATLAB 5.3. Le graphique situé sur la figure 5.2a montre le résultat de la digitalisation d'un profil. Pour éliminer la composante de basse fréquence associée aux labours, il a d'abord été nécessaire de traduire les valeurs de hauteur du domaine spatial en valeurs correspondantes dans le domaine des fréquences par le biais d'une transformation de Fourier (FFT : Fast-Fourier-Transform), toujours en utilisant MATLAB. Le spectre de puissance obtenu à la suite de ces calculs est présenté sur la figure 5.2b. C'est sur ce spectre qu'a été appliqué un filtre passe-haut afin d'éliminer la composante de basse fréquence associée aux sillons creusés dans le sol. Les valeurs de puissance ainsi filtrées sont présentées sur la figure 5.2c. Elles ont été par la suite converties en hauteurs par l'application de la transformation de Fourier inverse. Les données filtrées superposées aux données originales se trouvent à la figure 5.2d. L'efficacité du filtrage y est clairement visible : la composante de basse fréquence est absente du profil filtré et les irrégularités de la surface du sol dues aux

agglomérations présentes ont été adéquatement préservées. Enfin, le paramètre de rugosité h a été calculé pour chacun des champs en évaluant l'écart-type des données de hauteurs filtrées.

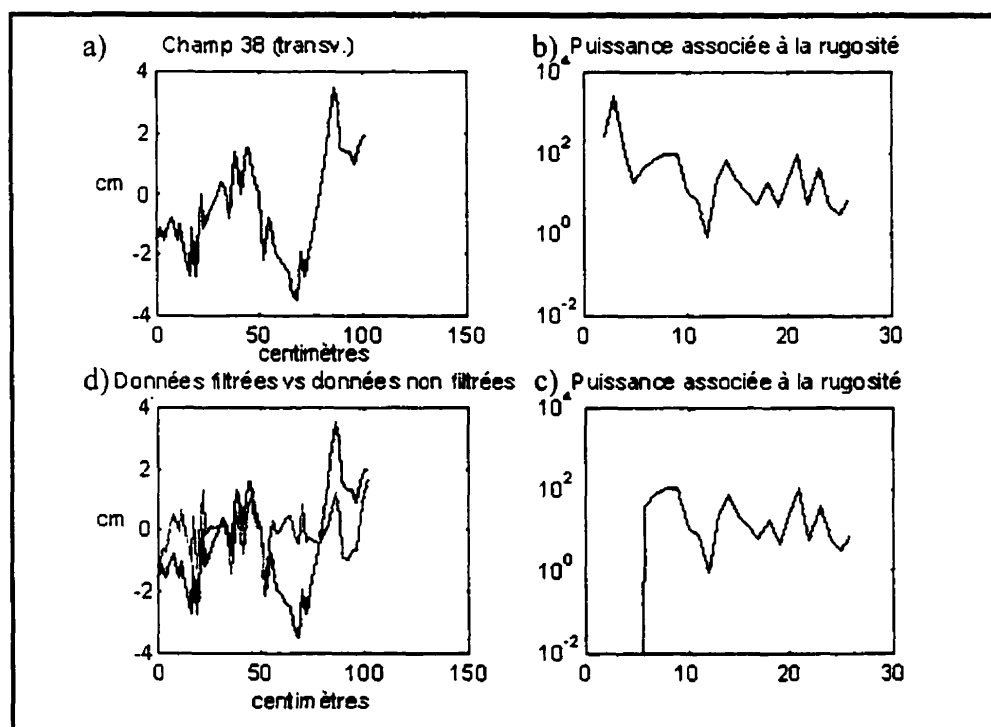


Figure 5.2: Calcul de la rugosité du sol du champ no. 38 (profil transversal)

Par ailleurs, le calcul de rugosité suppose l'existence d'un seul paramètre h qui caractériserait la surface de chacun des champs. Or, pour la majorité d'entre eux, deux valeurs de rugosité ont été calculées à partir des profils transversal et longitudinal qui avaient été photographiés. Dans la plupart des cas, c'était la moyenne de ces deux valeurs qui était retenue comme valeur finale de h . Ce faisant, on supposait que la rugosité variait de façon linéaire. Par ailleurs, certains champs présentaient des rugosités transversale et longitudinale fort différentes pour lesquels le calcul d'une moyenne arithmétique n'était pas approprié puisque l'un ou l'autre des profils n'était pas représentatif. Dans ces cas, il fut nécessaire d'évaluer visuellement, à partir des

photographies, la représentativité des deux profils échantillonnés, et de choisir celui qui décrivait le mieux les conditions réelles de la surface du sol.

5.2.2 Calcul de la densité et de la teneur en eau de la végétation

La végétation crée un effet parasite sur les valeurs de rétrodiffusion mesurées. En effet, les ondes atteignant le couvert végétal sont non seulement rétrodiffusées par sa surface, mais aussi par le volume de végétation sous-jacent, c'est-à-dire, par exemple, par les troncs, les branches et les feuilles dans le cas d'un couvert forestier (Werle, 1988). Ce phénomène appelé rétrodiffusion volumique était susceptible de se produire dans les champs dont la densité de végétation était importante. Ainsi, pour mieux évaluer l'influence du couvert végétal sur les teneurs en eau mesurées, il a été nécessaire d'évaluer la densité de la végétation présente ainsi que sa teneur en eau à partir des échantillons prélevés.

Le taux d'humidité des échantillons recueillis a été évalué en effectuant le rapport de la masse d'eau qu'ils contenaient, obtenue par séchage en étuve, sur leur masse humide. La densité de végétation a été obtenue en faisant le rapport de la masse de végétation recueillie pour chaque échantillon sur la surface échantillonnée.

CHAPITRE VI

PRÉSENTATION DES RÉSULTATS

La méthodologie élaborée dans le but d'évaluer l'humidité superficielle à l'échelle régionale, implique plusieurs étapes successives de calculs. Celles-ci sont décrites dans l'ordre à l'intérieur du présent chapitre qui expose également les principaux résultats obtenus suite aux calculs effectués.

Avant d'évaluer la teneur en eau du sol à l'aide des images RADARSAT, il était nécessaire de vérifier l'existence du lien entre ce paramètre et la rétrodiffusion radar mesurée sur les images. Cette étape constitue d'ailleurs le premier objectif spécifique visé par ce travail. La première partie de ce chapitre expose donc les valeurs moyennes de rétrodiffusion, d'humidité et de rugosité pour chacun des champs alors que la seconde est consacrée aux résultats obtenus suite aux analyses de corrélation effectuées à l'aide des valeurs mesurées. Le lien existant entre la teneur en eau volumique du sol m_s et le coefficient de rétrodiffusion σ_{hh}^0 y est étudié, de même que celui entre la densité de végétation (biomasse) et la rétrodiffusion. On y montre également l'évolution temporelle du signal rétrodiffusé par un graphique présentant les variations de σ_{hh}^0 tout au long des 7 acquisitions. La troisième section contient les résultats relatifs à l'évaluation de l'humidité superficielle par le biais de l'algorithme de Dubois et al. (1995). On y retrouve les éléments relatifs aux second et troisième objectifs spécifiques qui sont l'évaluation de la rugosité puis de l'humidité sur tout le bassin. Cette section présente tout d'abord les résultats des calculs de rugosité effectués à partir d'une image pour laquelle l'humidité superficielle était connue. La validité de l'approche est ensuite vérifiée par l'application du modèle PO (Shi et al., 1991) et les résultats sont comparés à ceux obtenus précédemment à l'aide du modèle semi-empirique. Une fois la rugosité connue, l'humidité superficielle a pu être évaluée pour les 6 autres images et les résultats des calculs sont présentés sous la forme de 6 cartes

d'humidité superficielle pour le territoire à l'étude. Finalement, la dernière section présente les résultats relatifs à la vérification de l'effet de la végétation sur le signal rétrodiffusé. Les valeurs de σ_{hh}^0 obtenues à l'aide du « cloud-model » (Attema et Ulaby, 1978) sont comparées à celles mesurées sur les images pour chacun des champs.

6.1 Mesures sur le terrain

Lors des campagnes de terrain effectuées au moment de chacune des prises d'image, plusieurs données ont été recueillies sur chacun des champs sélectionnés puis traitées de la manière décrite au chapitre précédent. De même, la rétrodiffusion moyenne relative à chacun d'eux a été extraite à partir des images RADARSAT. Le tableau 6.1 présente d'abord les valeurs de rugosité calculées à partir des profils longitudinal et transversal du sol. On doit toutefois noter que certaines valeurs de rugosité sont manquantes. Ce sont d'abord celles des pâturages dont la végétation empêchait la mesure du profil du sol à l'aide du carton quadrillé. D'autre part, le profil des champs dont la surface ne présentait pas de sillons marqués n'ont été photographiés que dans un seul sens. Par contre, la valeur manquante de rugosité pour certains champs labourés peut plutôt être attribuée à une erreur survenue lors de la prise de la photographie d'un des profils. Le tableau 6.2 résume les valeurs de rugosité, de rétrodiffusion et d'humidité associées aux sites échantillonnés, pour chacune des 7 dates d'acquisition. Les teneurs en eau indiquées sont celles obtenues pour les 6 premiers centimètres de sol, à partir de mesures effectuées à l'aide du ThetaProbe. En effet, selon plusieurs auteurs (Bruckler et Witono, 1989; Chanzy, 1991; Ijjas et al., 1991; Ulaby et al., 1982) cités par Boisvert et al. (1996), la corrélation optimale entre les valeurs de rétrodiffusion et celles d'humidité peut être obtenue en sondant le sol sur une profondeur de 5 cm. Quelques valeurs d'humidité n'ont cependant pas pu être enregistrées à cause du sol excessivement dur qui empêchait l'enfoncement des sondes, ou du manque de temps pour la prise de données sur le terrain avant le coucher du soleil. La validité des

différentes mesures de rugosité, de rétrodiffusion et d'humidité sera examinée à la section 7.1 du chapitre suivant portant sur l'analyse des résultats, en regard avec la méthodologie utilisée pour l'obtention de chacune d'elles.

6.2 Mesures de rétrodiffusion

Plusieurs études (Cognard et al., 1995; Dobson et Ulaby, 1986; Rotunno Filho et al., 1995) ont démontré l'existence d'une relation linéaire positive entre la rétrodiffusion dans le domaine des hyperfréquences et l'humidité superficielle du sol. C'est ce constat qui a d'abord été vérifié par le biais d'une analyse de régression réalisée à partir des valeurs mesurées. La relation clairement positive pour la présente étude ($R = 0,83$) est clairement illustrée à la figure 6.1 où la valeur moyenne de rétrodiffusion pour l'ensemble des champs est tracée en fonction de la valeur moyenne de teneur en eau de ceux-ci, sur une épaisseur de 3 à 5 cm, pour chacune des dates d'acquisition.

L'analyse précédente considère les valeurs moyennes de rétrodiffusion et d'humidité superficielle de sites variés, ce qui a pour effet de minimiser l'influence de la variabilité de la rugosité et de la végétation sur la rétrodiffusion radar. Cette variabilité a cependant un effet marqué sur la relation établie entre les valeurs de rétrodiffusion et d'humidité de chacun des champs pour toutes les campagnes de terrain, tel qu'illustré à la figure 6.2. La corrélation qui y est mesurée est faible ($R = 0,44$). Cependant, la dispersion des points autour de la droite de tendance pourrait nettement être réduite si les effets de la rugosité de surface, des sillons et de la végétation étaient pris en compte. Le graphique permet également d'apprécier la grande variété des conditions d'humidité superficielle qui prévalaient lors des campagnes d'échantillonnage.

L'effet de la variabilité importante de la rugosité et de la végétation à l'échelle des champs sur la rétrodiffusion radar est davantage visible par l'analyse indépendante de

chacune des scènes. À ce propos, les figures AIII.1 à AIII.7 de l'annexe III présentent les valeurs de rétrodiffusion mesurées sur les champs en fonction de leur humidité superficielle et ce, pour chacune des images. Les résultats des analyses de corrélation sont résumés au tableau 6.3. Ceux-ci montrent des relations peu significatives entre les deux paramètres avec des coefficients de corrélation loin de l'unité. Par ailleurs, on note une certaine similitude entre le tracé de points du 13 juillet et celui du 30 août, dates auxquelles les conditions d'humidité superficielles étaient très similaires. Le coefficient de corrélation déterminé à partir de ces deux séries de données à la figure 6.3 est de 0,84, sans compter que presque tous les points sont situés à l'intérieur de limites de l'écart-type moyen associé à la rétrodiffusion mesurée. Ces limites sont indiquées en pointillé sur le graphique. Ce résultat particulièrement intéressant suggère que l'effet de la végétation sur les valeurs de rétrodiffusion est minimal puisque les hauteurs de végétation présente à ces deux dates étaient fort différentes. La diminution de la sensibilité de σ_{hh}^0 à ce paramètre peut être attribuable à l'utilisation de la bande C et de la polarisation HH du faisceau de RADARSAT, configuré à partir des paramètres optimaux pour la détection de l'humidité du sol. L'influence minimale du couvert végétal peut également être vérifiée sur la figure 6.4 qui montre la relation entre la densité de végétation (biomasse) présente sur chacun des champs et la rétrodiffusion moyenne qui lui est associée, toutes dates confondues. Le faible coefficient de corrélation mesuré ($R=0,21$) renforce l'idée selon laquelle les deux paramètres sont peu dépendants.

Tableau 6.1

Valeurs de rugosité de surface mesurées sur les profils longitudinal et transversal

No. champ	2 mai 1998		17 octobre 1998		10 novembre 1998	
	h long. (cm)	h t _{transv} (cm)	h long. (cm)	h t _{transv} (cm)	h long. (cm)	h t _{transv} (cm)
27	n/d	n/d	n/d	n/d	n/d	n/d
28	1,1952	0,6397	1,5554	1,4828	Même que 17 oct	Même que 17 oct
29	n/d	n/d	n/d	n/d	n/d	n/d
30	0,1004	n/d	Même que 2 mai	Même que 2 mai	0,9482	1,0440
31	0,3019	0,6635	Même que 2 mai	Même que 2 mai	0,4875	0,9855
32	0,3765	0,3629	Même que 2 mai	Même que 2 mai	Même que 2 mai	Même que 2 mai
33	n/d	n/d	n/d	1,4519	n/d	n/d
34	0,3939	0,4076	1,5467	1,4933	Même que 17 oct	Même que 17 oct
35	0,4940	0,3813	Même que 2 mai	Même que 2 mai	Même que 2 mai	Même que 2 mai
36	0,5420	0,8868	Même que 2 mai	Même que 2 mai	0,8728	1,2387
37	0,8136	0,7581	Même que 2 mai	Même que 2 mai	0,8895	0,5622
38	0,6040	0,6728	0,4551	1,3634	Même que 17 oct	Même que 17 oct
39	n/d	n/d	n/d	n/d	n/d	n/d
40	n/d	n/d	n/d	n/d	0,6973	2,3001
41	n/d	n/d	0,5489	2,1848	Même que 17 oct	Même que 17 oct
42	0,2646	n/d	Même que 2 mai	n/d	Même que 2 mai	n/d
43	0,4886	0,5378	Même que 2 mai	Même que 2 mai	Même que 2 mai	Même que 2 mai
44	0,2951	0,4269	Même que 2 mai	Même que 2 mai	0,7763	0,9419
45	0,6517	0,4804	Même que 2 mai	Même que 2 mai	0,7772	n/d
46	n/d	n/d	n/d	n/d	n/d	n/d
47	0,3588	0,4674	Même que 2 mai	Même que 2 mai	0,8803	1,7554
48	n/d	n/d	n/d	n/d	0,5477	1,1290
49	0,3783	n/d	Même que 2 mai	n/d	0,9428	1,2736
50	n/d	n/d	n/d	n/d	n/d	n/d

Tableau 6.2

Valeurs mesurées de rugosité de surface, d'humidité moyenne et de rétrodiffusion

No. champ	2 mai 1998			26 mai 1998			13 juillet 1998			6 août 1998		
	h (cm)	Rétro. (dB)	m _s (m ³ /m ³)	h (cm)	Rétro. (dB)	m _s (m ³ /m ³)	h (cm)	Rétro. (dB)	m _s (m ³ /m ³)	h (cm)	Rétro. (dB)	m _s (m ³ /m ³)
27	n/d	-10,173	0,3120	n/d	-11,552	0,1564	n/d	-9,830	0,4126	n/d	-10,227	0,0957
28	0,9175	-4,282	0,2231	0,9175	-13,741	0,1478	0,9175	-4,645	0,3652	0,9175	-6,608	0,2179
29	n/d	-9,118	0,2960	n/d	-11,591	0,1590	n/d	-8,226	0,4152	n/d	-8,656	0,2471
30	0,1004	-9,409	0,2832	0,1004	-12,402	0,1324	0,1004	-9,306	0,4142	0,1004	-9,205	0,2522
31	0,4827	-4,113	n/d	0,4827	-12,498	n/d	0,4827	-5,573	0,3385	0,4827	-7,219	0,1966
32	0,3697	-6,743	0,2179	0,3697	-12,438	0,1306	0,3697	-6,965	0,3894	0,3697	-11,000	0,1970
33	n/d	-10,244	0,3209	n/d	-12,098	0,2358	n/d	-9,420	0,4589	n/d	-10,052	0,2373
34	0,4008	-8,694	0,3145	0,4008	-13,793	0,2406	0,4008	-6,873	0,3547	0,4008	-9,928	0,1878
35	0,4377	-5,875	0,2487	0,4377	-8,567	0,2209	0,4377	-6,297	0,3305	0,4377	-7,359	0,1881
36	0,7144	-11,027	0,3020	0,7144	-12,176	0,1746	0,7144	-6,900	0,3644	0,7144	-9,147	0,2087
37	0,7859	-9,897	0,2858	0,7859	-12,328	0,1941	0,7859	-6,518	0,4432	0,7859	-9,570	0,2265
38	0,6384	-7,538	0,2035	0,6384	-11,079	0,1412	0,6384	-6,493	0,2783	0,6384	-7,891	0,1629
39	n/d	-9,648	0,3416	n/d	-12,326	0,1666	n/d	-9,351	0,4682	n/d	-10,512	0,2694
40	n/d	-8,132	0,3295	n/d	-11,165	0,1899	n/d	-8,262	0,4844	n/d	-9,572	0,3120
41	n/d	-11,441	0,3007	n/d	-13,646	0,1827	n/d	-9,741	0,4773	n/d	-11,408	0,2503
42	0,2646	-8,942	0,3641	0,2646	-11,952	0,2047	0,2646	-7,127	0,4610	0,2646	-8,408	0,2826
43	0,5132	-7,495	0,2134	0,5132	-10,595	0,1783	0,5132	-7,854	0,3984	0,5132	-8,637	0,1793
44	0,3610	-9,770	0,2792	0,3610	-13,857	0,2741	0,3610	-5,646	0,4213	0,3616	-7,927	0,1300
45	0,5661	-9,081	n/d	0,5661	-12,127	0,2059	0,5661	-6,118	n/d	0,5661	-7,546	0,0830
46	n/d	-7,731	0,3564	n/d	-11,861	n/d	n/d	-6,478	0,4734	n/d	-8,643	n/d
47	0,4131	-7,202	n/d	0,4131	-11,931	0,1938	0,4131	-5,612	n/d	0,4131	-7,637	0,2096
48	n/d	-8,560	0,3003	n/d	-10,608	0,2199	n/d	-5,398	0,4818	n/d	-8,273	0,2249
49	0,3783	-9,406	0,2393	0,3783	-13,597	0,1696	0,3783	-6,090	n/d	0,3783	-9,033	0,1576
50	n/d	-9,481	0,2670	n/d	-11,332	0,1686	n/d	-7,781	0,4398	n/d	-8,921	0,2043

Tableau 6.2 (suite)

Valeurs mesurées de rugosité de surface, d'humidité moyenne et de rétrodiffusion

No. champ	30 août 1998			17 octobre 1998			10 novembre 1998		
	h (cm)	Rétro. (dB)	m _s (m ³ /m ³)	h (cm)	Rétro. (dB)	m _s (m ³ /m ³)	h (cm)	Rétro. (dB)	m _s (m ³ /m ³)
27	n/d	-9,305	0,4097	n/d	-9,831	0,4663	n/d	-9,842	0,3524
28	0,915	-2,946	0,4556	1,5191	-4,681	0,3982	1,5191	-5,253	n/d
29	n/d	-9,053	0,3837	n/d	-8,823	0,4405	n/d	-7,910	0,3409
30	0,1004	-8,449	0,3808	0,1004	-7,844	0,4533	0,9961	-6,541	0,3452
31	0,4827	-6,028	0,3253	0,4827	-3,706	0,4381	0,7365	-5,431	0,3686
32	0,3697	-7,007	0,3796	0,3697	-8,232	0,4547	0,3697	-7,820	0,3031
33	n/d	-9,237	0,3883	1,4519	-7,347	0,4496	1,4519	-6,028	0,2314
34	0,4008	-7,418	0,3306	1,5200	-6,155	0,4108	1,5200	-6,413	0,2637
35	0,4377	-7,341	0,3628	0,4377	-4,520	0,4725	0,4377	-6,941	0,3640
36	0,7144	-7,143	0,3176	0,7144	-6,225	0,4221	0,8728	-6,455	0,2908
37	0,7859	-8,643	0,3816	0,7859	-8,194	0,4465	0,7259	-6,485	0,3328
38	0,6384	-6,828	0,2958	0,5468	-5,485	0,4235	0,4551	-6,222	0,3217
39	n/d	-9,209	0,4308	n/d	-8,923	0,3951	n/d	-9,248	0,3903
40	n/d	-9,023	0,4036	n/d	-7,140	0,4826	0,6973	-7,090	n/d
41	n/d	-10,644	0,4389	0,5489	-7,695	0,3687	0,5489	-6,533	0,2418
42	0,2646	-7,266	0,3942	0,2646	-7,484	0,4557	0,2646	-8,003	n/d
43	0,5132	-7,817	0,3688	0,5132	-7,560	0,4236	0,5132	-7,808	0,3571
44	0,3610	-5,976	0,3765	n/d	-6,072	n/d	0,8591	-6,760	0,2595
45	0,5661	-6,181	0,3089	n/d	-4,488	n/d	0,7772	-7,892	n/d
46	n/d	-8,898	0,3996	n/d	-9,317	0,4607	n/d	-9,409	0,3656
47	0,4131	-6,551	0,3603	0,4131	-5,519	0,3841	0,8803	-6,416	0,3752
48	n/d	-6,414	0,4089	n/d	-9,821	0,4713	0,5477	-7,288	0,3067
49	0,3783	-7,645	0,3865	n/d	-6,327	0,3784	0,9482	-6,640	n/d
50	n/d	-8,749	0,3911	n/d	-9,810	0,4594	n/d	-9,278	0,4039

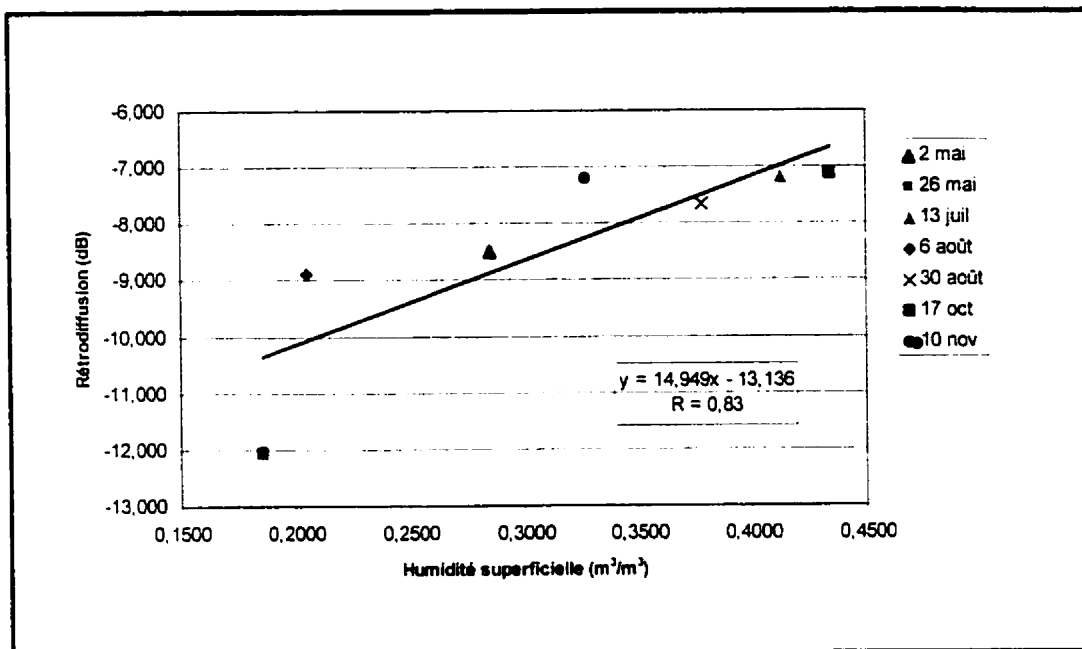


Figure 6.1 : Relation entre l'humidité superficielle moyenne de tous les champs et leur valeur moyenne de rétrodiffusion, pour chacune des dates d'acquisition

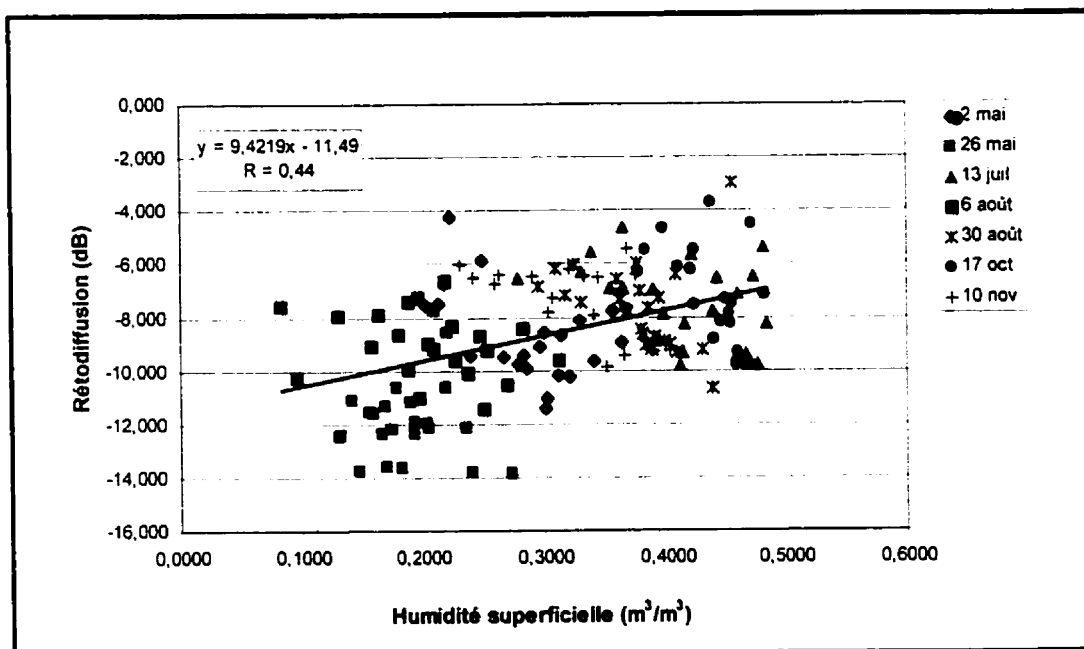
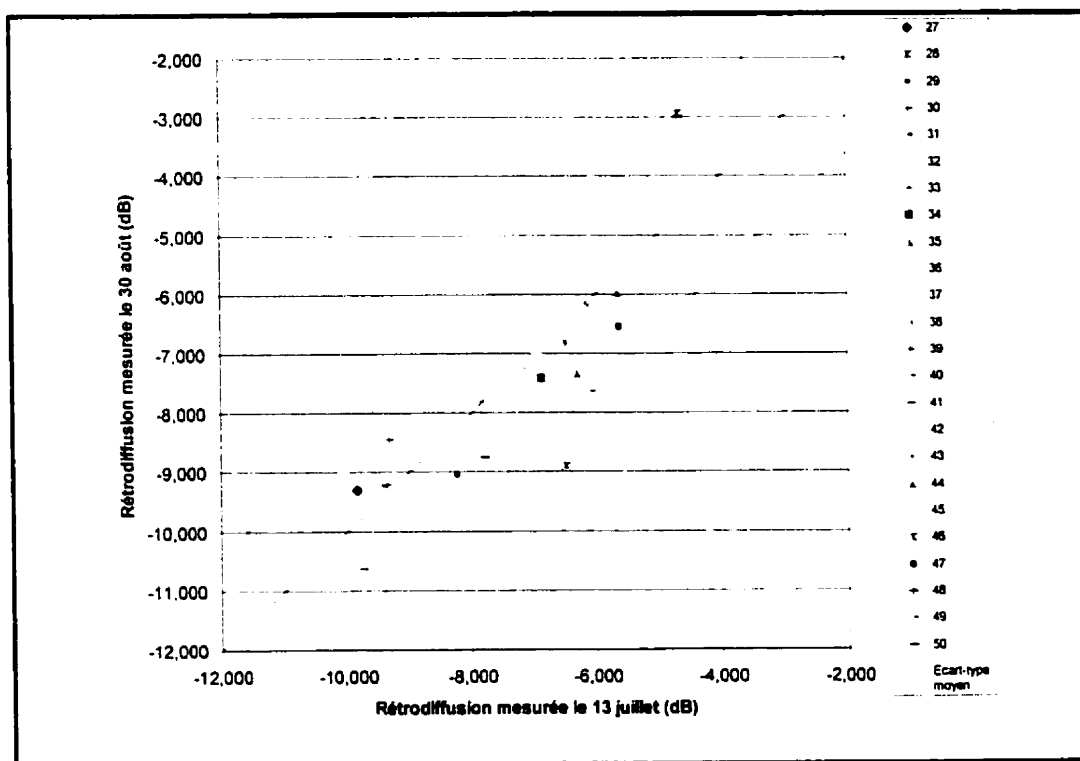


Figure 6.2 : Relation entre l'humidité superficielle moyenne des champs et leur valeur moyenne de rétrodiffusion

Tableau 6.3Analyses de régression linéaire - σ_{hh}^0 vs m_s

Droites de régression: $y = mx + b$			
Date	Coeff. de corrélation R	m	b
2 mai	0,49	-17,958	-3,6133
26 mai	0,04	-1,248	-11,809
13 juillet	0,41	-10,865	-2,88
6 août	0,26	-5,9392	-7,6825
30 août	0,23	-9,0181	-4,2456
17 octobre	0,34	-18,440	0,7076
10 novembre	0,50	-12,902	-3,0867

**Figure 6.3 :** Corrélation entre les valeurs de rétrodiffusion mesurées le 13 juillet et celles relevées le 30 août – champs pris individuellement

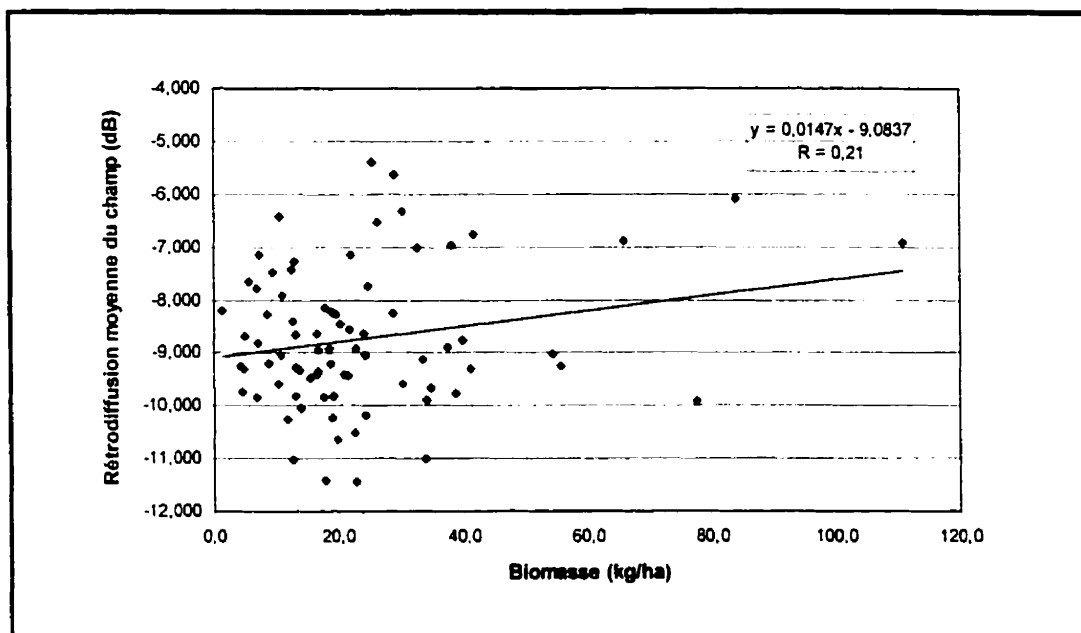


Figure 6.4 : Relation entre la végétation et les valeurs de rétrodiffusion de chacun des champs

D'autre part, l'importance de la variation spatiale de la rétrodiffusion à la surface des champs peut être quantifiée par le biais de l'écart-type associé aux valeurs mesurées. À cet effet, la figure 6.5 montre les écarts-types liés aux valeurs moyennes de rétrodiffusion calculées pour chacun des champs. Les données sont tracées en fonction de la superficie des sites afin de vérifier si l'homogénéité spatiale sur des champs plus petits est comparable à celle que l'on retrouve sur des champs de grande étendue. La variabilité spatiale de l'humidité superficielle peut être estimée de la même manière, soit par le biais de l'écart-type associé aux moyennes des mesures de teneur en eau à la surface de chacun des champs. Comme la variabilité spatiale de l'humidité est entre autres tributaire des conditions climatiques prévalant au moment des mesures et que ces conditions varient de façon notable d'une date à l'autre, c'est la variation temporelle de l'écart-type associé aux mesures d'humidité qui a été étudiée. La figure 6.6 trace donc pour chacun des champs la valeur de cet écart-type tout au long des 7 acquisitions. À première vue, il semble que les mesures d'humidité soient davantage hétérogènes

lorsque le sol est sec (acquisition du 26 mai) ou lorsque celui-ci a été grossièrement remanié (acquisition du 10 novembre).

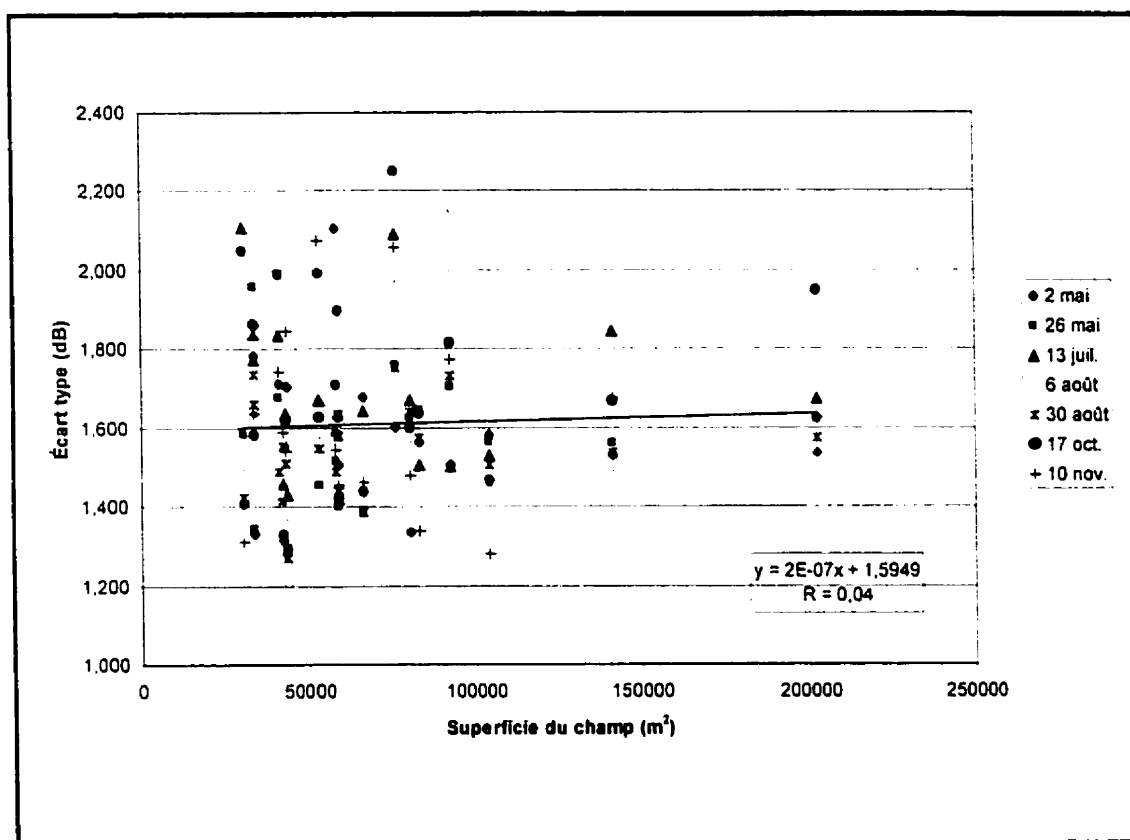


Figure 6.5 : Relation entre l'écart-type associé à la rétrodiffusion moyenne d'un champ et sa superficie

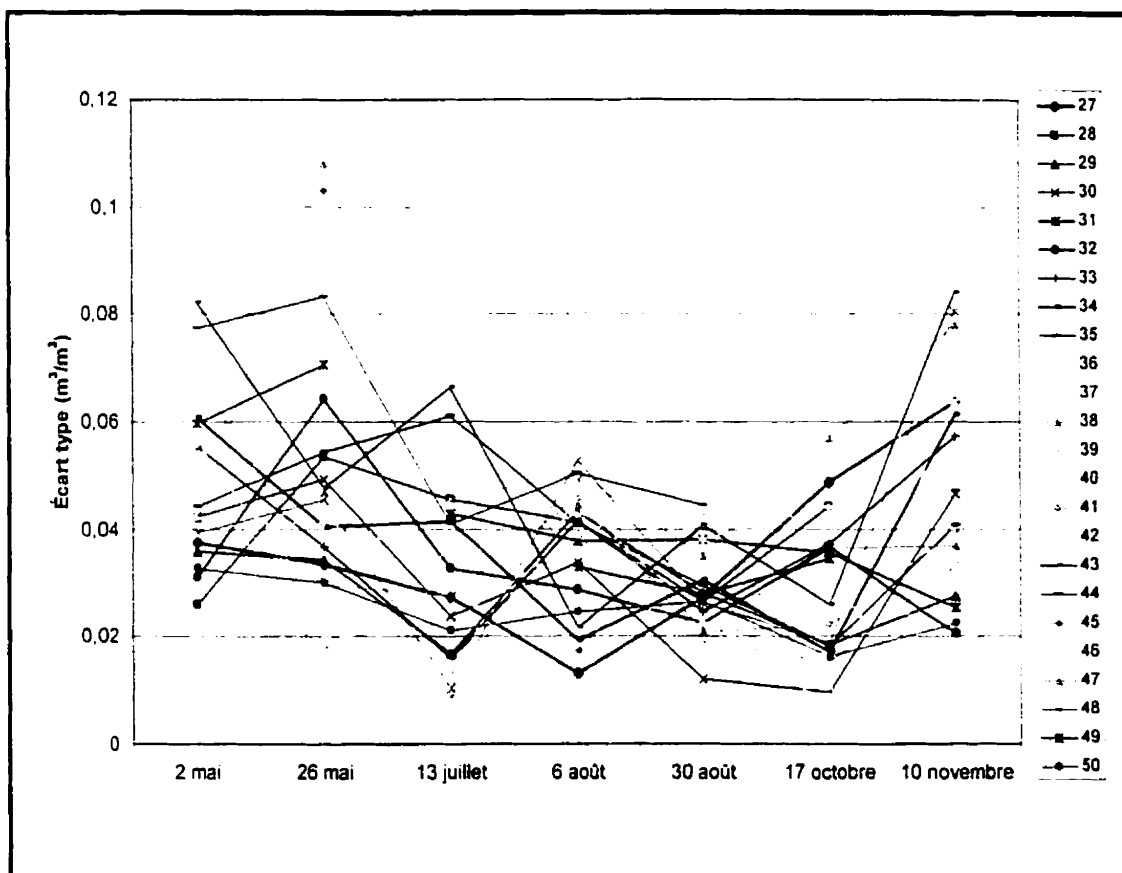


Figure 6.6 : Suivi temporel de l'écart-type associé aux moyennes des mesures d'humidité effectuées sur chacun des champs

Par ailleurs, l'évolution temporelle de la rétrodiffusion radar pour tous les champs peut être observée à la figure 6.7. L'allure des tracés superposés est généralement semblable, surtout pour la période au cours de laquelle aucune modification de la rugosité de surface des champs n'est survenue (2 mai au 30 août inclusivement). En fait, ce sont les remaniements de la surface des champs qui sont probablement responsables des variations temporelles légèrement désordonnées que l'on constate à partir de la fin août jusqu'au mois de novembre.

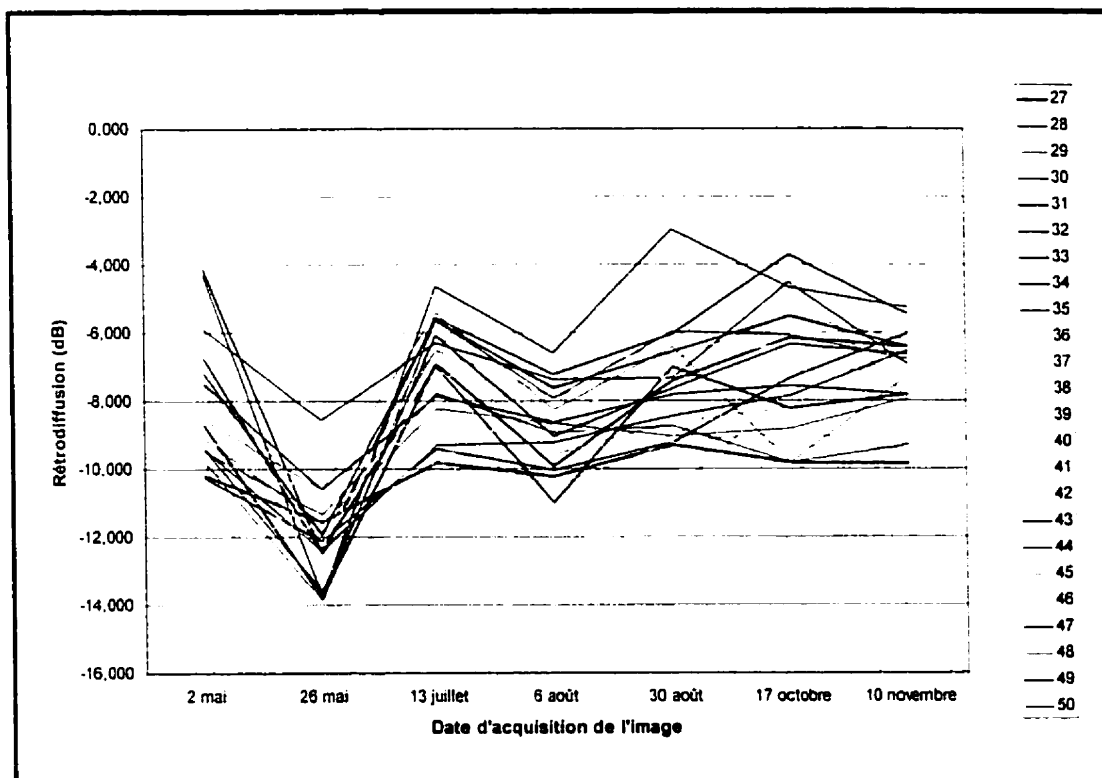


Figure 6.7 : Évolution temporelle du coefficient de rétrodiffusion pour chacun des champs

À la section 7.2 du chapitre suivant, les différentes corrélations effectuées précédemment seront étudiées plus en détails. Entre autres, les raisons possibles justifiant la présence de valeurs extrêmes au sein de celles-ci seront présentées et l'influence de la végétation sur le signal rétrodiffusé sera analysé en comparant à celle de la variabilité spatiale naturelle des surfaces étudiées.

6.3 Évaluation de l'humidité du sol à l'échelle régionale à l'aide des images RADARSAT

Les mesures de rétrodiffusion et d'humidité superficielle présentées précédemment (figures 6.1 et 6.2) confirment le lien existant entre ces deux paramètres. L'évaluation

de la teneur en eau des sols à l'aide des images acquises apparaît donc possible. Jusqu'à maintenant, plusieurs études se sont attardées à l'évaluation de l'humidité superficielle à l'échelle locale, c'est-à-dire sur des champs agricoles dont les dimensions dépassaient rarement quelques kilomètres carrés. Cependant, certaines applications concrètes comme la modélisation hydrologique à partir de modèles distribués spatialement, nécessitent le suivi de l'humidité superficielle sur des étendues beaucoup plus importantes qui peuvent toutefois être couvertes en entier par l'imagerie satellitaire. Les chercheurs ont donc récemment commencé à explorer la possibilité de produire à partir de ces images des cartes d'humidité de régions plus vastes incluant celles de petits bassins versants. La méthodologie élaborée dans cet ouvrage et visant la cartographie de la teneur en eau à l'échelle régionale, diffère toutefois de celles envisagées jusqu'à maintenant qui suggèrent plutôt l'emploi de l'interpolation spatiale ou de l'analyse multi-temporelle pour arriver à cette fin (Biftu et Gang, 1999; Rotunno Filho et al., 1995; Verhoest et Troch, 1998).

L'évaluation de la teneur en eau implique toutefois l'utilisation d'un modèle pouvant relier ce paramètre ainsi que d'autres caractéristiques de la surface et du capteur, aux coefficients de rétrodiffusion mesurés sur les images. Parmi les algorithmes les plus utilisés qui ont été présentés à la section 3.3, c'est celui de Dubois et al. (1995) qui a été retenu. Les raisons qui motivent ce choix sont nombreuses. Tout d'abord, contrairement aux modèles théoriques complexes, ce modèle semi-empirique est simple d'application et surtout, il est indépendant de la longueur de corrélation excessivement difficile à mesurer de façon précise et à représenter spatialement. De plus, le modèle de Dubois et al. (1995) demeure valide en présence d'un faible couvert de végétation.

Par ailleurs, l'algorithme de Dubois et al. (1995) fait intervenir la constante diélectrique du sol. Pour pouvoir évaluer la teneur en eau par son intermédiaire, il est donc nécessaire d'avoir recours à un second modèle mettant en relation l'humidité superficielle et la constante diélectrique. La relation utilisée est celle de Brisco et al.

(1992), développée à partir de mesures effectuées à l'aide de sondes portables (voir section 3.5). Son choix repose sur sa facilité d'utilisation liée entre autres au fait qu'elle soit indépendante des effets négligeables de texture du sol. L'équation polynomiale 3.10 formulée pour des mesures en bande C est celle ayant servi aux calculs.

Par ailleurs, il convient de rappeler que RADARSAT n'utilise qu'une seule polarisation (HH). Par conséquent, le calcul de la rétrodiffusion de surface via le modèle de Dubois et al. (1995) doit s'effectuer en utilisant l'unique formule applicable en polarisation horizontale (formule 3.6). Considérant la géométrie de visée constante au cours des différentes acquisitions, la rétrodiffusion devient fonction de deux variables qui sont la rugosité et la constante diélectrique, liée à la teneur en eau superficielle. L'évaluation de l'humidité de surface à l'échelle du bassin de la rivière des Anglais a donc nécessité, dans un premier temps, le calcul de la rugosité sur toute sa superficie. Par contre, si 2 polarisations différentes avaient pu être employées, le calcul préalable de la rugosité de surface n'aurait pas été nécessaire puisqu'il aurait été possible d'éliminer une inconnue par l'application d'une seconde formule développée par Dubois et al. (1995) pour la modélisation de la rétrodiffusion en polarisation verticale.

Ainsi, une carte de rugosité a été produite en inversant l'algorithme de Brisco et al. (1992) et celui de Dubois et al. (1995) à partir d'une image pour laquelle l'humidité du sol était connue. Par la suite, les valeurs de rugosité ont été utilisées afin de produire des cartes de valeurs de ϵ en appliquant le modèle de Dubois et al. (1995) à chacune des 6 autres images. Finalement, les valeurs de la constante diélectrique ont été converties en teneurs en eau par le biais de la relation de Brisco et al. (1992) pour créer 6 cartes d'humidité superficielle du bassin versant. Les étapes suivies pour la cartographie de l'humidité sont décrites en détails dans les sous-sections qui suivent. On y trouve également certains résultats intermédiaires de même que les résultats finaux des calculs réalisés.

6.3.1 Production d'une carte de rugosité

L'application du modèle de Dubois et al. (1995) pour le calcul de l'humidité du sol en surface nécessite au préalable la connaissance de la rugosité du sol, h , sur l'ensemble du bassin de la rivière des Anglais. Ce paramètre a été évalué pour chacun des pixels à partir des valeurs de rétrodiffusion extraites d'une image RADARSAT pour laquelle l'humidité du sol pouvait être raisonnablement connue, en inversant l'algorithme de Dubois et al. (1995) selon la procédure décrite plus loin. Cependant, ce modèle semi-empirique a été optimisé pour $kh \leq 2,5$, $\theta \leq 30^\circ$ et des valeurs de teneur en eau inférieures ou égales à 0,35 (Dubois et al. 1995). Or, ces conditions d'application ne sont pas entièrement respectées dans la présente étude. En effet, l'angle d'incidence du faisceau radar est approximativement de 25° , ce qui est inférieur mais tout de même très près de la limite de 30° imposée. De plus, lors d'au moins 2 des 7 acquisitions (13 juillet et 30 août), les teneurs en eau volumétriques mesurées dépassaient 0,35. Pour ces raisons, le calcul de la rugosité par l'inversion du modèle de Dubois a d'abord été vérifié à l'échelle des champs. Les résultats obtenus pour chacun ont été comparés à la rugosité mesurée sur le terrain et à celle calculée en utilisant un des trois modèles théoriques présentés à la section 3.3.1. Parmi ceux-ci, le modèle GO était inapplicable en raison du critère $(2k \cos \theta)^2 > 10$ qui n'était pas respecté. Pour choisir l'un des deux modèles qui restaient, il était nécessaire de connaître la valeur de l qui n'a toutefois pas été mesurée lors des campagnes de terrain. Il a donc été nécessaire de considérer certains résultats obtenus lors de l'étude de Beaudoin et al. (1990). Selon celle-ci, les valeurs de l calculées variaient entre 4 et 10 cm pour des champs situés dans les Basses-Terres-du-St-Laurent. En considérant ces valeurs de même que celles de rugosité qui variaient entre 0,1 cm et 1,52 cm environ, c'est le modèle PO qui a été retenu à cause de ses conditions de validité plus susceptibles d'être vérifiées par les caractéristiques des surfaces étudiées. Le tableau 6.4 résume les limites de validité des deux modèles déterminées en utilisant les valeurs extrêmes de h mesurées (valeurs limitatives). On y voit que contrairement aux autres critères, celui de $h < 0,27$ cm pour le modèle SPM

n'est à peu près jamais respecté par les données mesurées, c'est pourquoi le choix final s'est porté sur le modèle PO.

Tableau 6.4
Évaluation des limites de validité des modèles PO et GO

	Modèle PO			Modèle SPM		
Limites de validité théoriques	$kl > 6$	$l^2 > 2,76 h \lambda$	$\sqrt{\frac{(2h)}{l}} < 0,25$	$kl < 6$	$kh < 0,3$	$\sqrt{\frac{(2h)}{l}} < 3$
	↓	↓	↓	↓	↓	↓
Limites de validité correspondantes évaluées en utilisant les valeurs extrêmes de rugosité appropriées	$l > 5,3 \text{ cm}$	$l > 4,8 \text{ cm}$	$l < 7,0 \text{ cm}$	$l < 5,3 \text{ cm}$	$h < 0,27 \text{ cm}$	$l > 0,58 \text{ cm}$

Note: Valeurs extrêmes : $h_{\max} = 1,52 \text{ cm}$; $h_{\min} = 0,10 \text{ cm}$; $k = 2\pi/\lambda = 1,11 \text{ cm}^{-1}$

Par la suite, la rugosité du sol a été obtenue en inversant l'algorithme du Dubois et al. (1995). Pour ce faire, certaines hypothèses de travail ont été admises. En premier lieu, les effets dus à la topographie ont été négligés en raison du relief excessivement plat de la région. Cette considération implique que l'angle d'incidence local a été pris égal à l'angle d'incidence du faisceau radar, estimé à 25° pour les conditions d'acquisition (mode S1 et orbite ascendant). De plus, la moyenne des mesures d'humidité et de rétrodiffusion sur la surface d'un champ ont été jugées représentatives des valeurs moyennes d'humidité et de rétrodiffusion associées à chacun des champs. À cet effet, Rotunno Filho et al. (1995) ont constaté que la distribution statistique essentiellement symétrique des valeurs de rétrodiffusion associées à des pâturages suggérait que la moyenne arithmétique était un bon estimateur de la tendance centrale des données mesurées. Le même constat a pu être fait pour les champs de la présente étude. Enfin, les effets de texture ont été négligés lors de la détermination de l'humidité du sol à

partir des valeurs de constantes diélectriques, conformément à l'étude de Brisco et al. (1992).

Par ailleurs, avant de procéder au calcul des rugosités à l'aide du modèle de Dubois et al. (1995), il a été nécessaire d'appliquer une correction sur l'ensemble des valeurs de rétrodiffusion mesurées. En effet, le modèle de Dubois et al. (1995) a été élaboré à partir de mesures de rétrodiffusion faites avec un diffusomètre sur des champs nus ne présentant pas de sillons orientés. L'algorithme que les auteurs ont développé ne tient donc pas compte de l'effet que ceux-ci ont sur les coefficients de rétrodiffusion. Selon Dubois et al. (1995), les études antérieures (Dubois et al., 1992; Ulaby et al., 1982) ont clairement démontré que la direction de visée du radar par rapport à l'orientation des sillons avait une forte influence sur l'intensité des échos radars mesurés. Lors de leurs travaux de recherche, ils ont noté que lorsque les effets des sillons étaient présents, la rugosité du sol était grandement surestimée alors que sa teneur en eau était sous-estimée. En ce qui concerne les champs de la présente étude, la plupart d'entre eux présentaient des sillons dont l'orientation variait entre 40° et 60° par rapport à la direction de visée du radar. Selon Beaudoin et al. (1990), une telle configuration était susceptible d'engendrer une amplification du coefficient de rétrodiffusion de l'ordre de 1 à 3 dB. Pour minimiser les effets dus à cette perturbation périodique de la surface, une valeur moyenne de 2 dB a été soustraite des valeurs de rétrodiffusion sur l'ensemble du territoire. Ce faisant, il est bien certain qu'une correction était apportée à certains champs qui n'en nécessitaient pas au départ. Toutefois, ceux-ci sont peu nombreux, sans compter que l'application d'une correction uniforme est conforme avec l'idée du calcul de l'humidité – donc de la rugosité – à l'échelle régionale.

Ainsi, afin de vérifier l'applicabilité du modèle de Dubois et al. (1995) aux conditions présentes, la rugosité du sol a également été calculée à l'aide du modèle PO en utilisant successivement différentes valeurs de l . Ces dernières variaient entre 5 cm et 9 cm, ce qui correspond à la plage des résultats obtenus par Beaudoin et al. (1990) pour des

champs similaires, sans les valeurs extrêmes. Les hypothèses de travail posées pour l'inversion du modèle de Dubois et al. (1995) ont également été appliquées à la détermination de la rugosité à l'aide du modèle théorique.

Les valeurs de rugosité calculées à partir du modèle de Dubois et al. (1995) en utilisant l'humidité mesurée sur le champ, sont présentées au tableau 6.5. Celles-ci sont comparées aux valeurs mesurées à la figure 6.8 qui témoignent de l'écart parfois appréciable entre les deux paramètres. L'erreur moyenne absolue sur les valeurs calculées déterminée à partir de ce graphique est de 0,2241 cm et le coefficient de corrélation entre les deux séries de données est de 0,33 . D'autre part, des résultats de calculs de rugosité à l'aide du modèle semi-empirique et du modèle PO sont montrés aux figures 6.9 à 6.12. Les champs sélectionnés présentent des valeurs de h qui varient dans toute la gamme de celles obtenues.

Tableau 6.5

Estimation de la rugosité du sol à l'échelle du champ à l'aide du modèle de Dubois et al. (1995)

No. champ	$h_{\text{mesurée}}$ (cm)	$h_{\text{calculée}}$ (cm)					$h_{\text{mesurée}}$ (cm)	$h_{\text{calculée}}$ (cm)	$h_{\text{mesurée}}$ (cm)	$h_{\text{calculée}}$ (cm)
	2 mai	2 mai	26 mai	13 juil.	6 août	30 août	17 oct.	17 oct.	10 nov.	10 nov.
28	0,9175	1,1407	0,2618	0,8755	0,7829	0,9661	1,5191	0,8193	1,5191	n/d
30	0,1004	0,4542	0,3314	0,3710	0,4896	0,4555	0,1004	0,4340	0,9661	0,6630
31	0,4827	n/d	n/d	0,7859	0,7258	0,7447	0,4827	0,8864	0,7365	0,7648
32	0,3597	0,7657	0,3300	0,5722	0,3895	0,5786	0,3697	0,4058	0,3697	0,5734
34	0,4008	0,4883	0,2336	0,6179	0,4695	0,5876	1,5200	0,6272	1,5200	0,7634
35	0,4377	0,8504	0,5652	0,7067	0,7161	0,5643	0,4377	0,7171	0,4377	0,6014
36	0,7144	0,3389	0,3291	0,6050	0,5213	0,6273	0,7144	0,6059	0,8728	0,7305
37	0,7859	0,4177	0,3141	0,5520	0,4761	0,4405	0,7859	0,4160	0,7259	0,6827
38	0,6384	0,6833	0,4083	0,7386	0,6743	0,6821	n/d	0,6823	0,4551	0,7252
42	0,2646	0,4326	0,3302	0,4798	0,5360	0,5397	0,2646	0,4579	0,2646	n/d
43	0,5132	0,6803	0,4251	0,4859	0,5859	0,5163	0,5132	0,4850	0,5132	0,5276
44	0,3610	0,4304	0,2213	0,6676	0,6935	0,6894	n/d	n/d	0,8591	0,7250
45	0,5661	n/d	0,3203	n/d	0,7724	0,7444	n/d	n/d	0,7772	n/d
47	0,4131	n/d	0,3354	n/d	0,9275	0,6453	0,4131	0,7330	0,8803	0,6427
49	0,3783	0,4814	0,2619	n/d	0,5620	0,5144	n/d	0,6484	0,9482	n/d

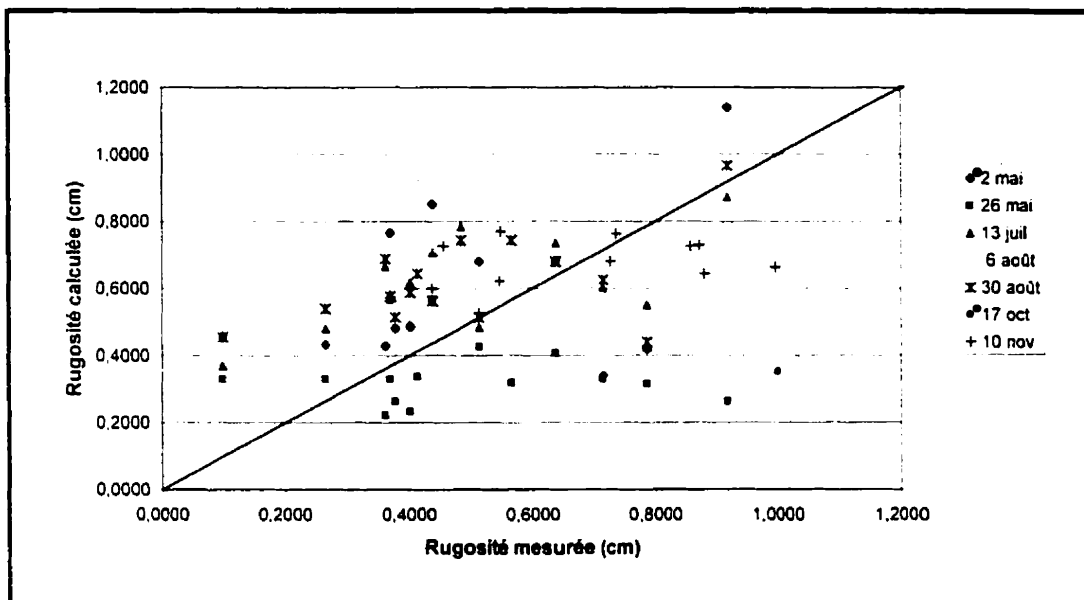


Figure 6.8 : Relation entre la rugosité calculée à l'aide de l'algorithme de Dubois et al. (1995) et celle mesurée sur chacun des champs

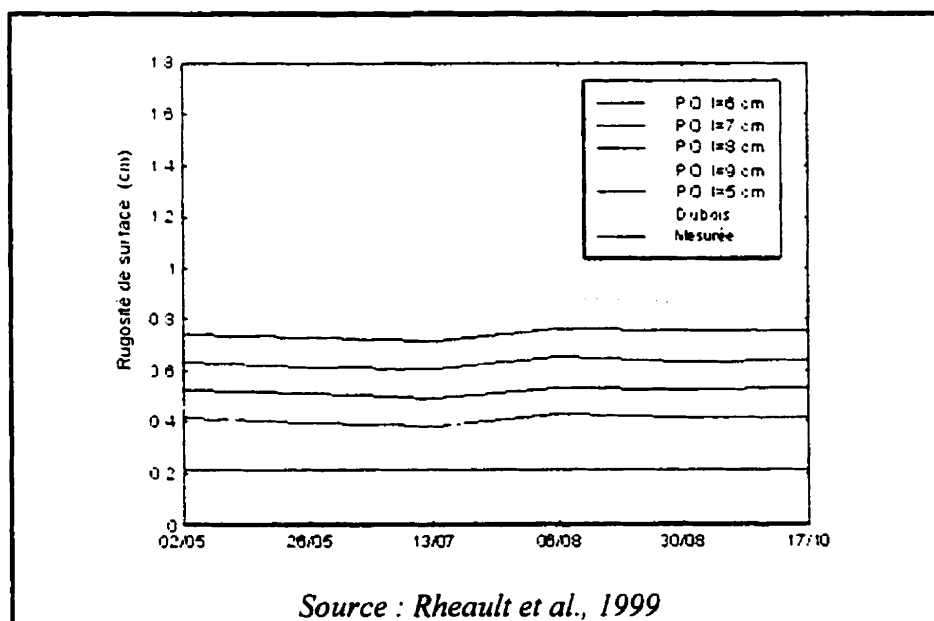


Figure 6.9 : Estimation de la rugosité de surface à l'aide du modèle PO et de celui de Dubois et al. (1995) pour le champ no. 30

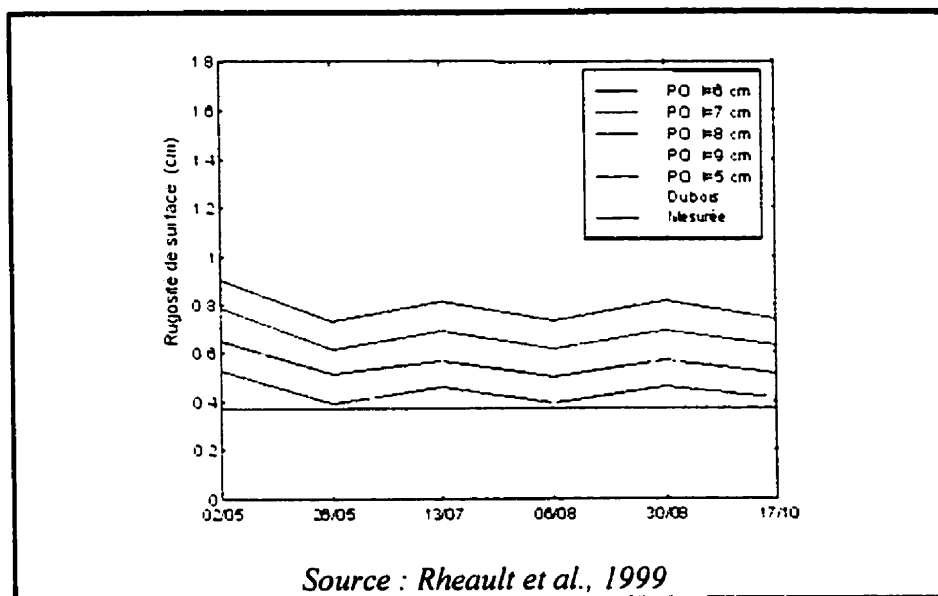


Figure 6.10 : Estimation de la rugosité de surface à l'aide du modèle PO et de celui de Dubois et al. (1995) pour le champ no. 32

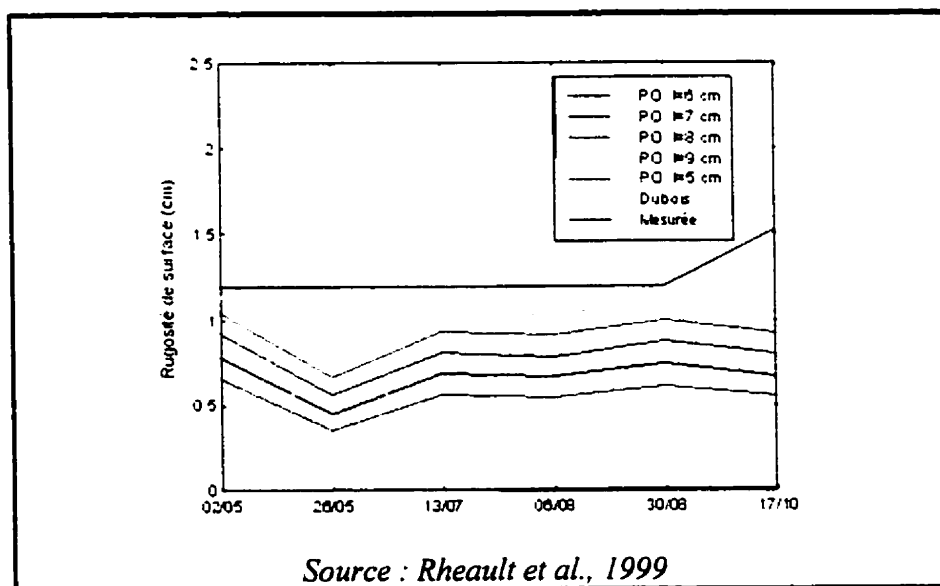


Figure 6.11 : Estimation de la rugosité de surface à l'aide du modèle PO et de celui de Dubois et al. (1995) pour le champ no. 28

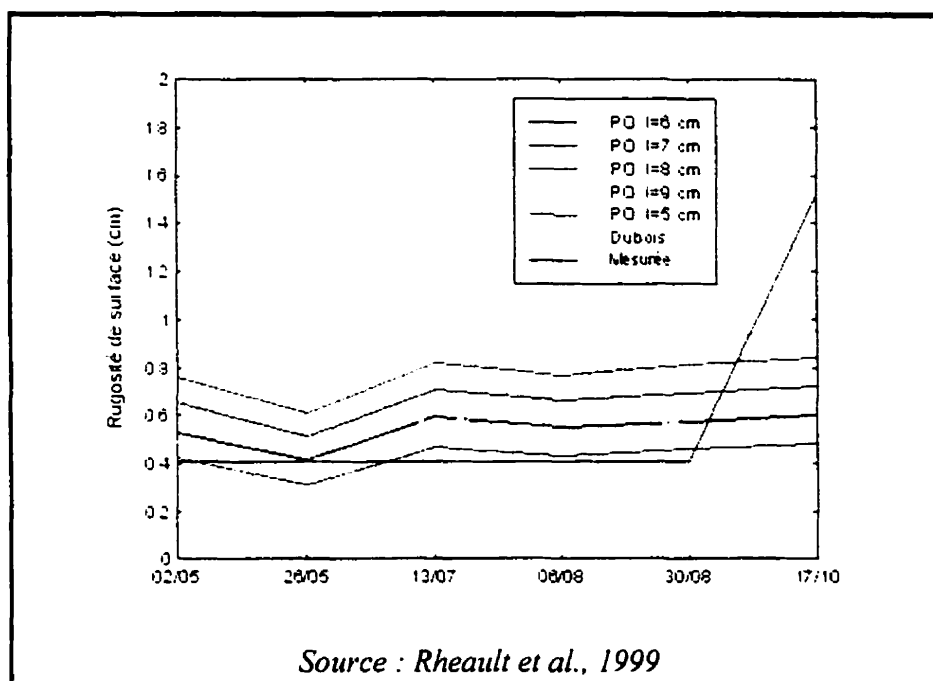


Figure 6.12 : Estimation de la rugosité de surface à l'aide du modèle PO et de celui de Dubois et al. (1995) pour le champ no. 34

D'autre part, pour produire une carte de rugosité de la région, il était nécessaire d'inverser l'algorithme de Dubois et al. (1995) à partir d'une image pour laquelle l'humidité du sol pouvait être estimée. Une telle estimation est possible lorsque le sol est saturé puisqu'à ce moment, la totalité des pores sont remplis d'eau et que la porosité du sol est une caractéristique facilement mesurable. À saturation, donc, la teneur en eau volumique d'un sol est égale à sa porosité effective.

Parmi les 7 images acquises dans le cadre de cette étude, c'est celle du 13 juillet qui pouvait le mieux représenter les conditions que l'on retrouve à saturation. D'une manière générale, les mesures d'humidité dans les champs à cette date étaient les plus élevées puisque les prises de données faisaient suite à des averses abondantes qui avaient cessé 3 heures auparavant. Par ailleurs, pour déterminer les valeurs de porosité efficace des sols de chacun des champs, il a d'abord été nécessaire de les identifier à l'aide de la carte des sols du comté de Châteauguay. Le rapport pédologique (Baril

et Mailloux, 1950) fournissait la composition granulométrique de ces sols pour différents échantillons analysés. Ainsi, il a été supposé que les pourcentages d'argile, de limon, de sable et de gravier du sol d'un champ en particulier correspondaient approximativement à ceux de l'échantillon prélevé le plus près du champ en question. La granulométrie des sols a permis de les identifier selon les classes de textures définies par le USDA (*United States Department of Agriculture*), auxquelles sont associées des valeurs moyennes de porosité efficace (Maidment, 1992). On retrouve au tableau 6.6 le type, le numéro d'échantillon, la composition granulométrique, la classification USDA de même que la porosité efficace du sol de chacun des champs, associée à la classification USDA.

L'analyse des différents types de sols présents à l'intérieur du sous-bassin de la rivière des Anglais témoigne de la grande homogénéité de la région sur le plan pédologique. L'homogénéité des sols a pu également être validée par Leconte et al. (1998) qui ont échantillonné certains champs agricoles situés plus au nord, dans le bassin de la rivière Châteauguay, à l'intérieur des limites de la MRC de Roussillon. Des analyses granulométriques effectuées sur les différents échantillons ont montré une très grande similitude dans la composition des sols argileux.

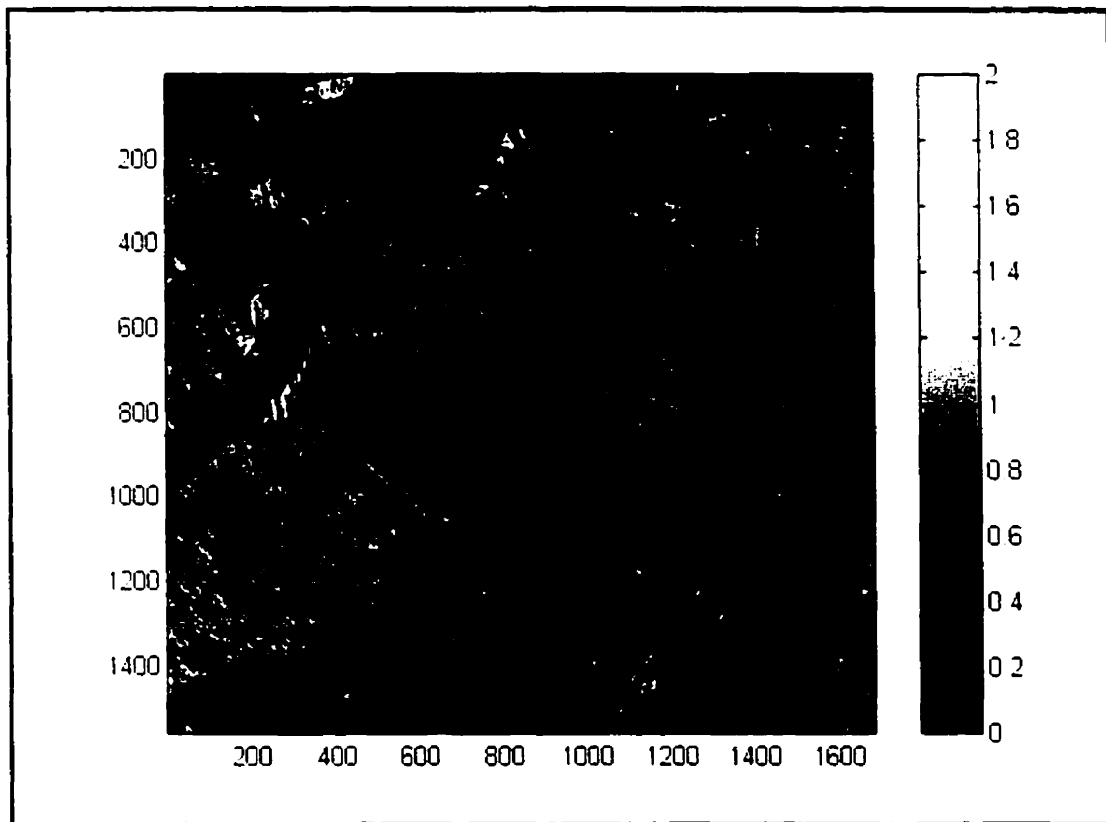
Compte tenu des résultats obtenus, une valeur moyenne uniforme d'humidité déterminée à partir des mesures in situ (voir tableau 6.2), a été associée à l'image du 13 juillet. Une teneur en eau représentative de 0,45 a donc été retenue. Cette valeur se compare favorablement aux porosités présentées au tableau 6.6, validant ainsi l'hypothèse émise selon laquelle la teneur en eau d'un sol à saturation peut être estimée par sa valeur de porosité efficace.

Tableau 6.6
Porosité totale des différents types de sols présents à l'intérieur du bassin de la rivière des Anglais

No. champ	Type de sol	No. sac	% argile	% limon	% sable	% gravier	Type (USDA soil texture triangle)	Porosité totale
27	Limon fin argileux et raviné de la série d'Ormstown (OR)	89	34	52,4	13,6	0	Silty clay loam	0,471
28	Argile limoneuse d'Howick (Ho)	89	34	52,4	13,6	0	Silty clay loam	0,471
29	Argile limoneuse d'Howick (Ho)	89	34	52,4	13,6	0	Silty clay loam	0,471
30	Argile limoneuse d'Howick (Ho)	92	38	48,8	13,2	0	Silty clay loam	0,471
31	Argile limoneuse d'Howick (Ho)	92	38	48,8	13,2	0	Silty clay loam	0,471
32	Argile limoneuse d'Howick (Ho)	129	30,8	48,8	20,4	0	Silty clay loam	0,471
33	Limon fin argileux de St-Urbain (UI)	125	46,8	36,4	16,8	0	Clay	0,475
34	Limon fin argileux de St-Urbain (UI)	125	46,8	36,4	16,8	0	Clay	0,475
35	Argile limoneuse d'Howick (Ho)	121	34,8	52,8	12,4	0	Silty clay loam	0,471
36	Argile limoneuse d'Howick (Ho)	121	34,8	52,8	12,4	0	Silty clay loam	0,471
37	Argile limoneuse d'Howick (Ho)	121	34,8	52,8	12,4	0	Silty clay loam	0,471
38	Argile limoneuse de St-Urbain	136	31,2	51,2	17,6	0,5	Silty clay loam	0,471
39	Argile limoneuse d'Howick (Ho)	89	34	52,4	13,6	0	Silty clay loam	0,471
40	Argile limoneuse d'Howick (Ho)	89	34	52,4	13,6	0	Silty clay loam	0,471
41	Argile limoneuse d'Howick (Ho)	89	34	52,4	13,6	0	Silty clay loam	0,471
42	Argile de Rideau (RI)	86	57,6	18,8	23,6	0	Clay	0,475
43	Argile de Ste-Rosalie (R)	10	30,8	39,2	30,0	0	Clay loam	0,464
44	Argile de St-Urbain (U)	13	41,2	32	26,8	0	Clay loam	0,464
45	Argile de Rideau (RI)	7	47,2	30,4	22,4	0	Clay	0,475
46	Argile de Rideau (RI)	7	47,2	30,4	22,4	0	Clay	0,475
47	Argile ravinée de la série de Rideau (RI)	86	57,6	18,8	23,6	0	Clay	0,475
48	Argile ravinée de la série de Rideau (RI)	86	57,6	18,8	23,6	0	Clay	0,475
49	Argile sableuse ou limon fin argileux de Ste-Rosalie (RI)	79	45,6	28,4	26	0	Clay	0,475
50	Argile de Rideau (RI)	86	57,6	18,8	23,6	0	Clay	0,475

Ainsi, à partir de l'image prise le 13 juillet et de la teneur en eau à saturation, l'algorithme de Dubois a été inversé afin d'obtenir la valeur de rugosité h correspondant à chacun des pixels. La carte de rugosité présentée à la figure 6.13 montre la répartition spatiale des différentes valeurs calculées à l'aide du modèle. Les rugosités associées aux tons de gris varient de 0,2 à 3,0 cm sur l'ensemble de l'image alors qu'elles oscillent entre 0,4 et 0,6 cm sur les pâturages. Les plages indiquées en bleu correspondent à des zones forestières dont la rugosité est élevée et qui ont été soustraites du calcul puisque l'algorithme ne leur est pas applicable. On a associé la présence de telles zones à des rugosité supérieures à 2,0 cm. Ce faisant, il est possible que certains champs dont $h > 2$ cm aient été faussement associés à des zones forestières, et donc soustraits de l'image. Toutefois, ceux-ci seraient peu nombreux comme en témoigne le masque résultant d'un tel critère qui est très similaire à l'arrangement spatial des régions boisées identifiées par la classification de l'image LANDSAT au chapitre précédent.

L'aspect de la carte de rugosité produite sera étudiée en détails à la section 7.3 du chapitre suivant. Mais tout d'abord, on y jugera de la validité de l'approche employée pour produire une carte de rugosité en comparant les valeurs de rugosité h obtenues à l'échelle locale à l'aide du modèle de Dubois et al. (1995), aux valeurs mesurées sur le terrain puis à celles calculées l'aide du modèle PO.



**Figure 6.13 : Carte de rugosité du bassin de la rivière des Anglais
produite à partir de l'image du 13 juillet**

6.3.2 Production de cartes d'humidité de surface

Le calcul des valeurs de teneur en eau à la surface du sol pour chacune des images acquises a été réalisé à partir de l'algorithme de Dubois et al. (1995), en utilisant la carte de rugosité produite précédemment. Le travail a été effectué en deux étapes distinctes, soit la création de cartes montrant les différentes valeurs de constante diélectrique, puis la génération de cartes d'humidité du sol à partir de ces valeurs.

En premier lieu, pour chacune des acquisitions à l'exception du 13 juillet, les valeurs de rétrodiffusion mesurées de même que les valeurs de rugosité précédemment calculées,

ont été incorporées dans l'algorithme de Dubois et al. (1995) afin de créer 6 cartes de constante diélectrique par un calcul pixel à pixel. Pour réduire les possibilités d'obtenir des valeurs de ϵ irréalistes, un filtre médian de dimensions 7x7 a d'abord été appliqué sur chacune des images. Celui-ci visait à réduire davantage les écarts importants entre des valeurs de pixels adjacents. Néanmoins, des constantes diélectriques négatives ont tout de même été générées, surtout pour les images où l'humidité du sol était très faible (acquisitions du 2 mai et du 6 août 1998).

Par la suite, à partir des cartes de constante diélectrique, la teneur en eau volumique du sol a été calculée à l'aide de la relation développée par Brisco et al. (1992). Les cartes d'humidité ainsi produites pour le bassin de la rivière des Anglais sont présentées aux figures 6.14 à 6.19. Les plages indiquées en bleu correspondent toujours aux zones forestières soustraites du calcul. Celles indiquées en rouge marquent des endroits pour lesquels des valeurs négatives de constante diélectrique ont été obtenues, qui correspondent aux champs les plus secs du territoire.

On note par ailleurs que l'image du 26 mai (figure 6.15) est presque entièrement couverte de rouge, ne laissant qu'une faible partie du territoire où des valeurs réalistes d'humidité ont été obtenues. Il est possible qu'une erreur de calibration de l'image ou la non validité du modèle de Dubois et al. (1995) pour les conditions rencontrées soit à l'origine de ces résultats erronés. Les causes possibles de l'obtention de valeurs aberrantes font toutefois partie des éléments qui seront traités au prochain chapitre.

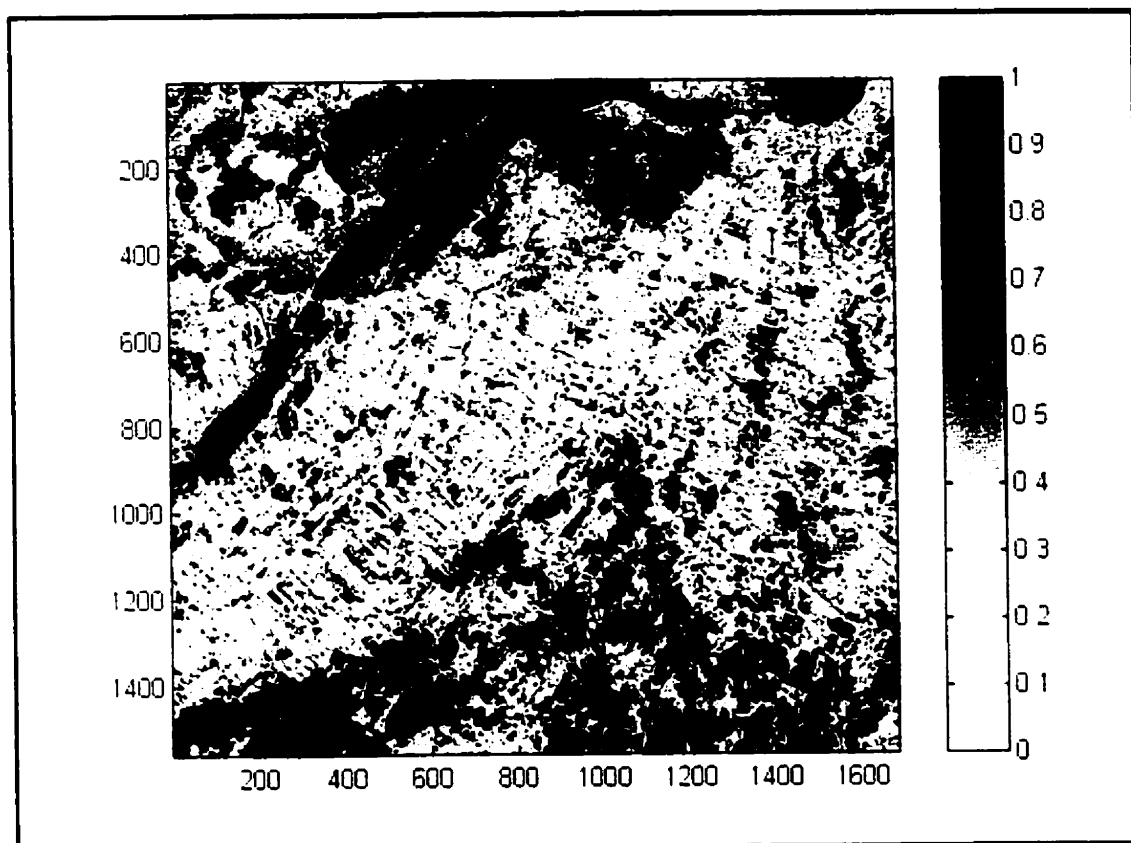


Figure 6.14 : Carte d'humidité superficielle du sol – 2 mai 1998

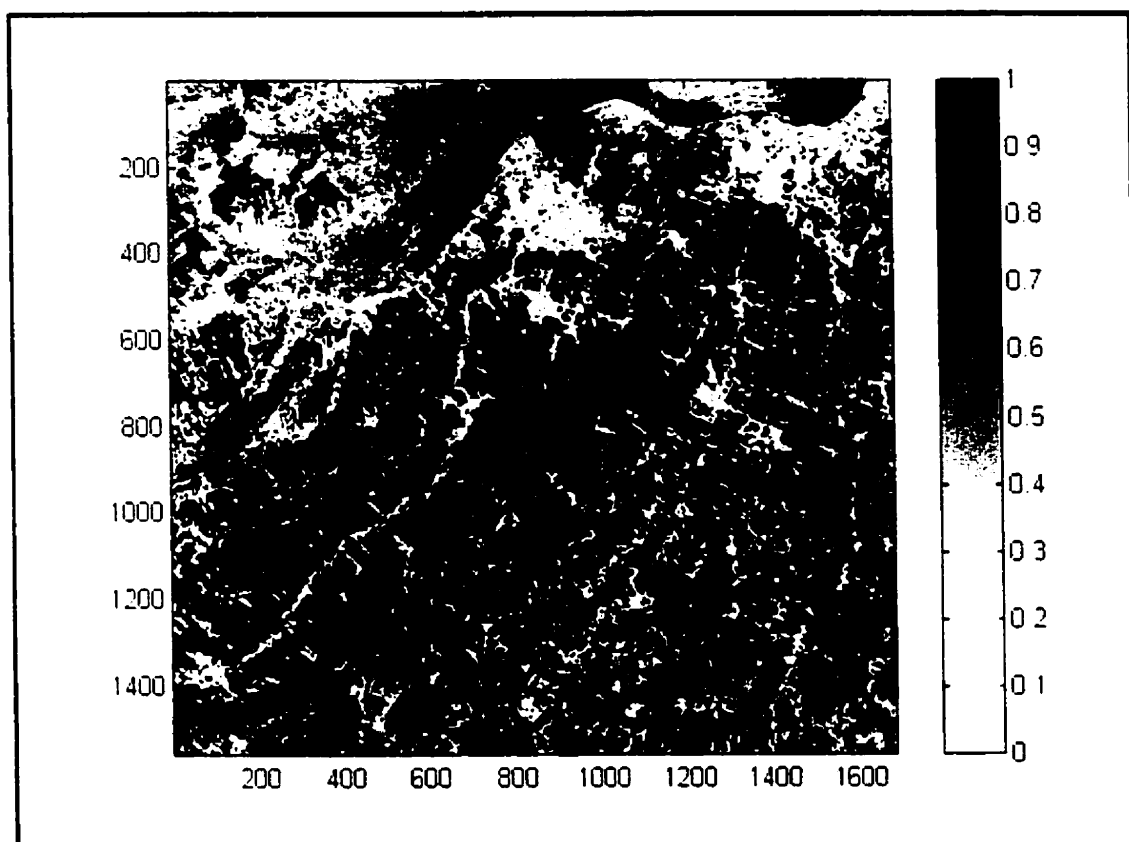


Figure 6.15 : Carte d'humidité superficielle du sol – 26 mai 1998

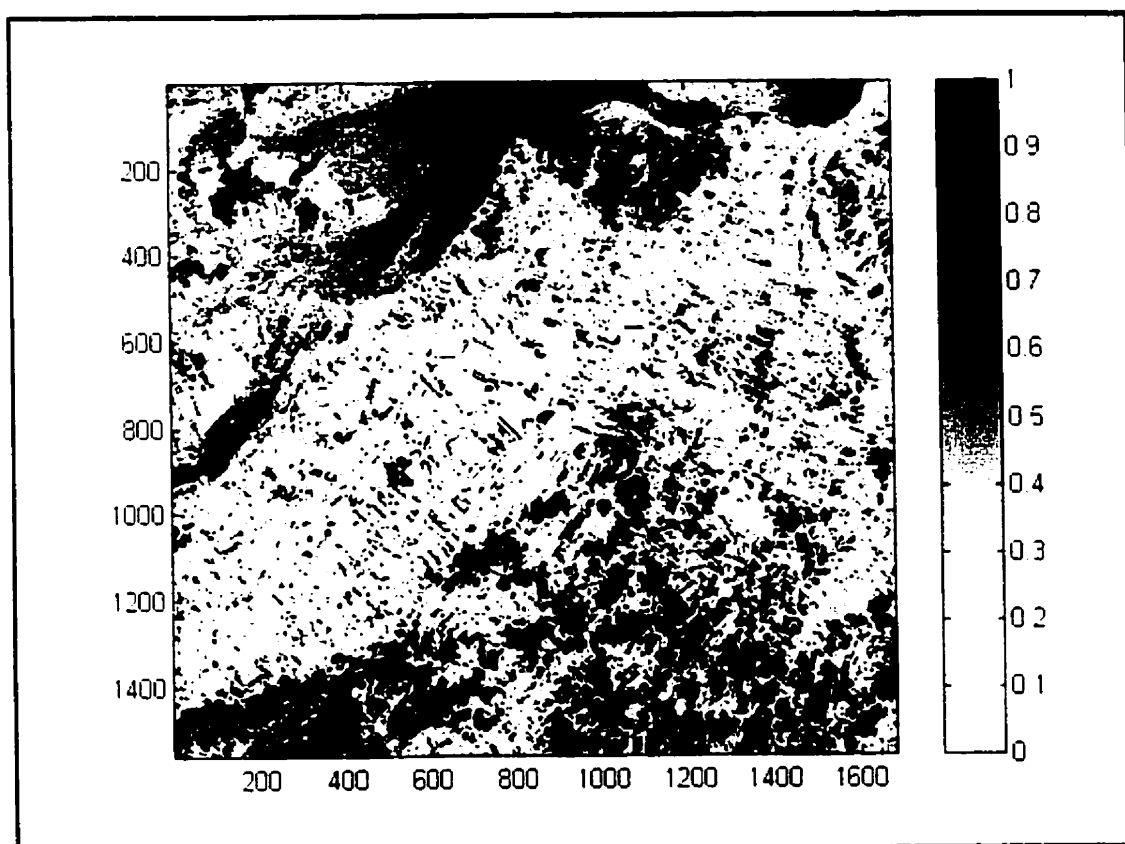


Figure 6.16 : Carte d'humidité superficielle du sol – 6 août 1998

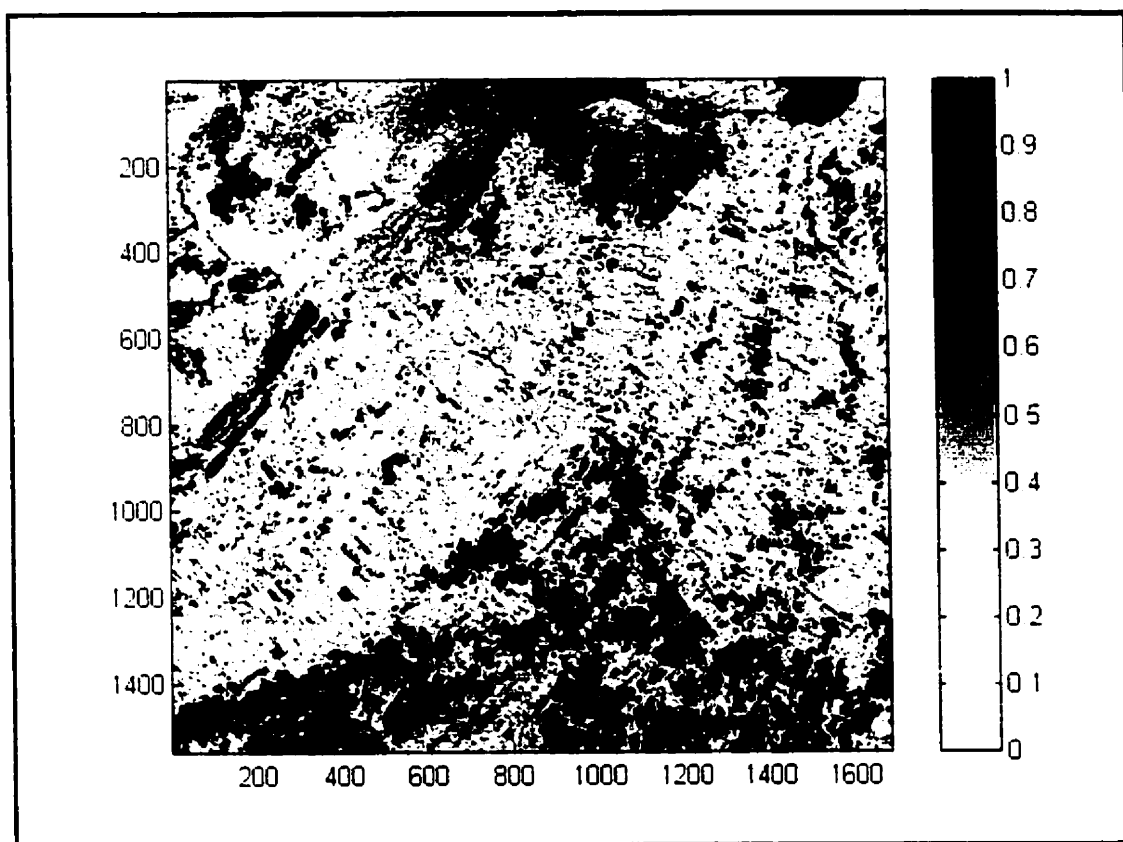


Figure 6.17 : Carte d'humidité superficielle du sol – 30 août 1998

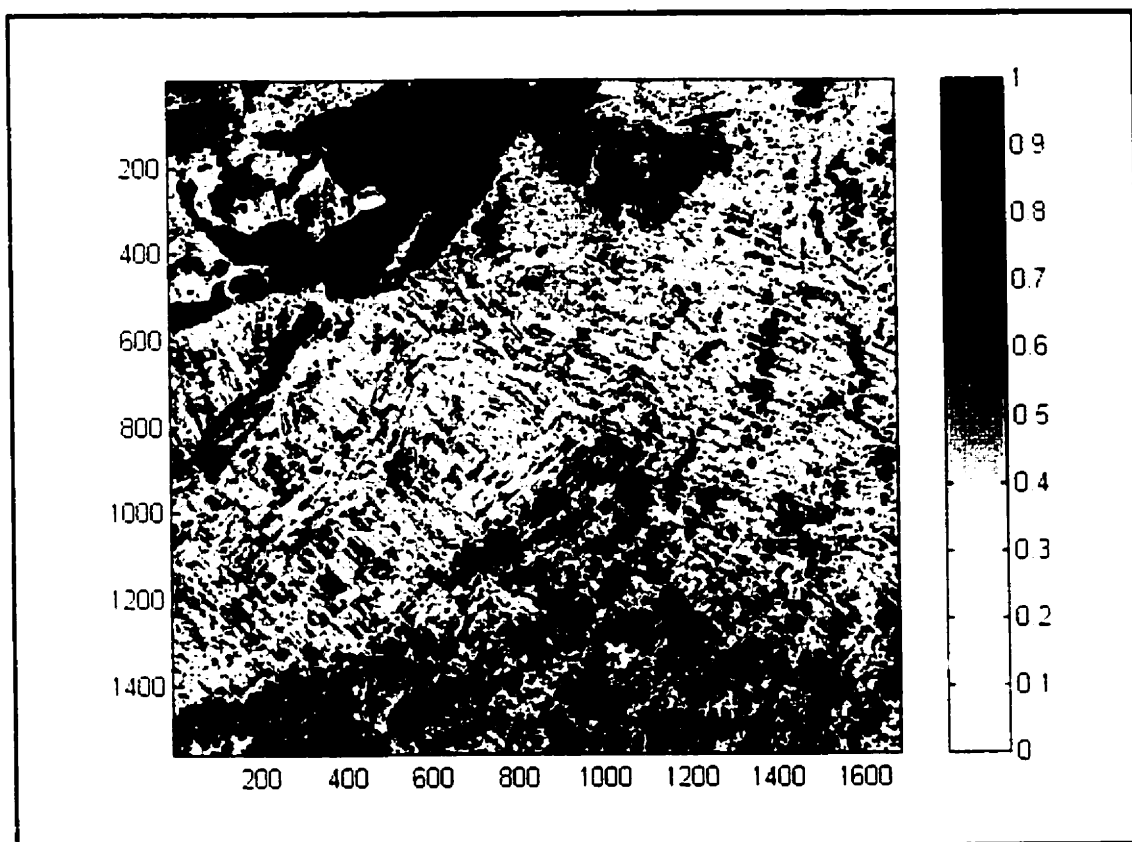


Figure 6.18 : Carte d'humidité superficielle du sol – 17 octobre 1998

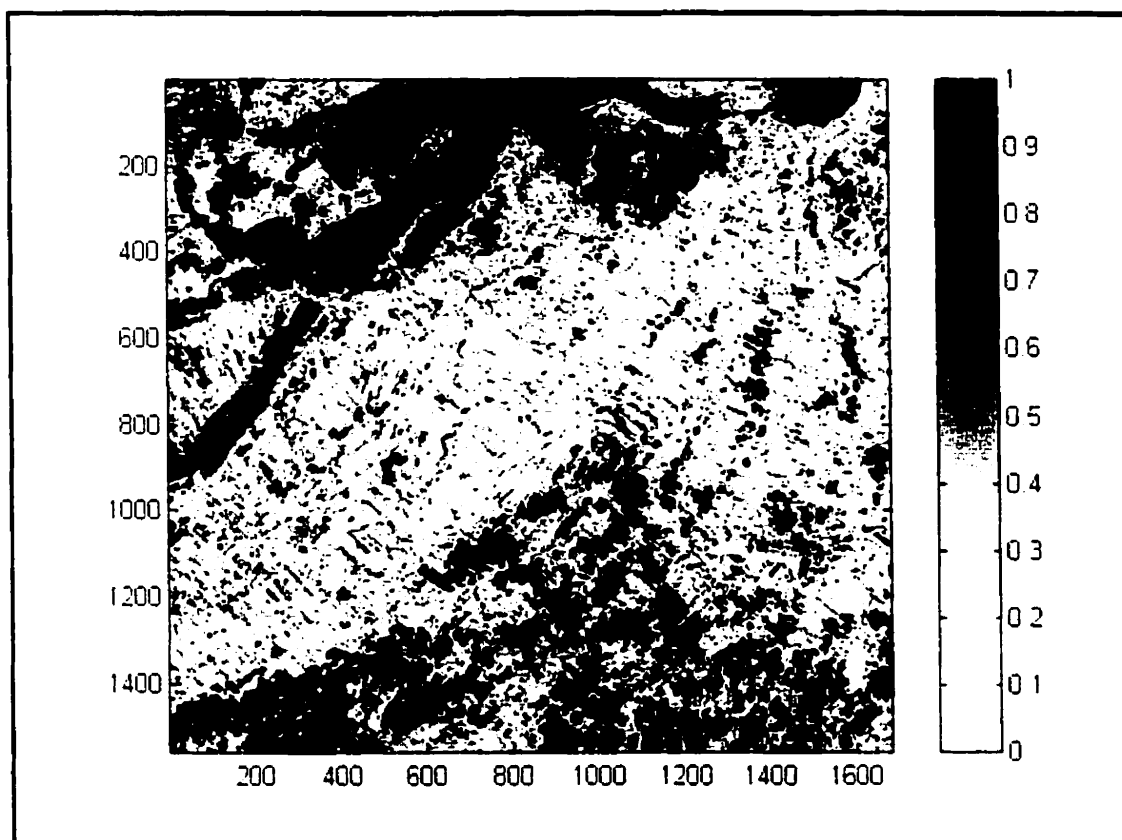


Figure 6.19 : Carte d'humidité superficielle du sol – 10 novembre 1998

La validité des teneurs en eau calculées lors de la production des cartes peut être vérifiée par le biais de la figure 6.20 qui présente les valeurs moyennes d'humidité obtenues à partir des valeurs de tous les pixels présents sur les figures 6.14 à 6.19 (plans d'eau, pixels bleus et pixels rouges exclus), en fonction de la moyenne des valeurs d'humidité mesurées sur tous les champs. Le coefficient de corrélation entre les deux séries de données est de 0,96, ce qui indique leur excellente correspondance.

L'interprétation de l'aspect des différentes cartes d'humidité sera réalisée à la section 7.4 du chapitre suivant. On y discutera entre autres de la validité des résultats obtenus à partir de l'image du 26 mai, de même que des différents arrangements des tons de gris

en fonction des conditions climatiques et de surface du sol pour chacune des acquisitions.

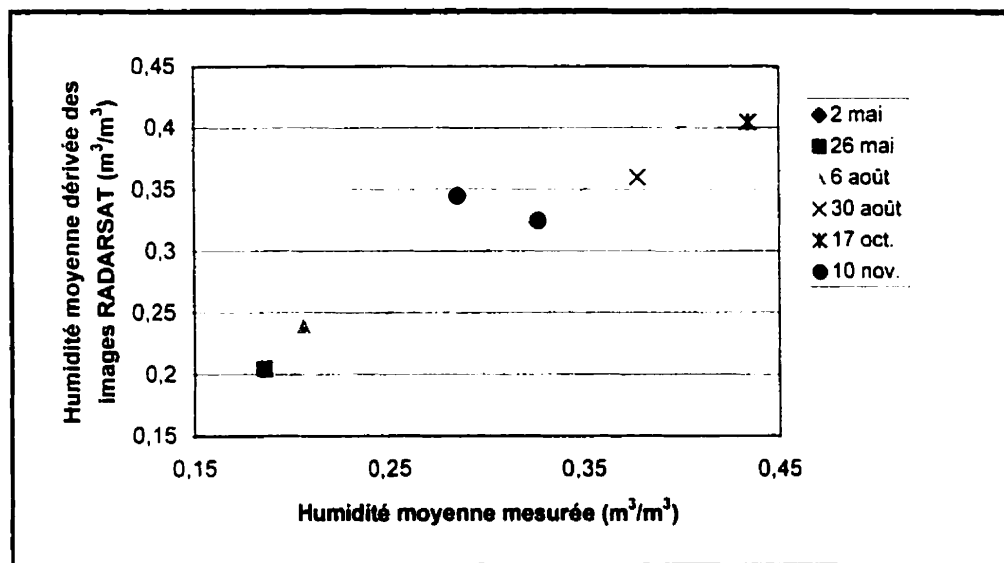


Figure 6.20 : Relation entre les valeurs moyennes d'humidité mesurées et celles calculées à partir des images RADARSAT

6.4 Modélisation des effets de la végétation

Jusqu'à présent, la corrélation effectuée entre les valeurs de rétrodiffusion et d'humidité mesurées semble indiquer que la végétation n'exerce qu'une influence minime sur la rétrodiffusion radar. En effet, tel que mentionné antérieurement, les images acquises le 13 juillet et le 30 août dans des conditions d'humidité similaires présentent des valeurs de rétrodiffusion très semblables même si le couvert de végétation était fort différent. Bien que l'influence de la végétation ait été effectivement réduit par l'utilisation de paramètres optimaux pour la détection de l'humidité, elle apparaît de loin inférieure à celle attendue. Ce résultat justifie d'autant plus l'utilisation du modèle de Dubois et al. (1995) malgré la présence d'un couvert végétal.

Pour vérifier l'importance de l'effet de la végétation sur les valeurs de rétrodiffusion, celles-ci ont été calculées pour chacun des champs à partir du « cloud-model » (Attema et Ulaby, 1978) décrit à la section 3.4. L'analyse s'est limitée à une modélisation distincte pour chacun d'eux pris individuellement.

Afin de déterminer les différents paramètres du « cloud-model » (Attema et Ulaby, 1978) applicables à chaque site, il était nécessaire d'émettre quelques hypothèses en vue de simplifier l'expression et d'en déduire les valeurs des coefficients A_1 , B_1 , $C(\theta)$ et D . La méthode utilisée pour leur détermination successive comporte 3 étapes distinctes décrites de la manière suivante :

- **Détermination des coefficients $C(\theta)$ et D**

Le « cloud-model » (Attema et Ulaby, 1978) est composé de l'addition de deux termes. Le premier est associé à la diffusion volumique du couvert végétal alors que le second représente la contribution du sol à la rétrodiffusion radar. Chacun de ces termes est influencé par la végétation via le terme $L(\theta)$ qui est le coefficient d'atténuation du signal radar attribuable à la présence du couvert végétal.

D'autre part, le paramètre $L(\theta)$ peut varier de 1 jusqu'à l'infini, la valeur 1 étant associée à l'absence de végétation (aucune atténuation) et l'infini, à la présence de végétation haute et dense atténuant de manière significative la rétrodiffusion.

Ainsi, pour une image où le couvert de végétation est relativement absent d'un champ, on peut raisonnablement supposer que l'atténuation est nulle et donc $L(\theta)=1$. L'expression du « cloud-model » (Attema et Ulaby, 1978) pour ces conditions spécifiques devient :

$$\sigma_{sol}^o = C(\theta)e^{(Dm_s)} \quad (6.1)$$

L'équation comporte alors 2 inconnues, $C(\theta)$ et D . Celles-ci peuvent être trouvées en appliquant la relation à 2 valeurs distinctes de rétrodiffusion mesurées à 2 dates différentes, auxquelles le couvert végétal était faible ou nul. La résolution du système de 2 équations à 2 inconnues conduit aux valeurs de $C(\theta)$ et de D . Il est à noter que les 2 dates auxquelles la végétation était la plus faible ne sont pas nécessairement les mêmes pour chaque champ. Ces dates ont été déterminées individuellement pour chacun d'eux, à partir de photos prises lors des acquisitions.

- **Détermination du coefficient B_1**

La présence d'un couvert végétal haut et dense a pour effet d'augmenter la rétrodiffusion volumique en provenance de celui-ci et de diminuer la contribution du sol à cause de l'atténuation du signal par la végétation. Ce dernier effet est représenté par le paramètre $L(\theta)$ qui augmente. Ainsi, dans le cas où la végétation haute et dense domine la surface, l'atténuation du signal est maximale. Ceci se traduit par le paramètre $L(\theta)$ qui devient égal à l'infini de sorte que seule la végétation contribue au signal rétrodiffusé. L'expression du « cloud-model » (Attema et Ulaby, 1978) devient alors:

$$\sigma_{veg}^o = B_1 \cos \theta \quad (6.2)$$

L'application de cette expression à une valeur de rétrodiffusion mesurée sur un champ alors que le couvert végétal est maximal, permet de déduire la valeur du paramètre B_1 du modèle. Toutefois, il est important de noter que ce faisant, on suppose que l'effet de la végétation n'est pas négligeable. L'analyse des résultats doit donc tenir compte de cette hypothèse qui est contraire à ce que semblaient indiquer les résultats de corrélation σ_{hh}^o vs m_s .

- **Détermination du coefficient A_1**

Une fois les valeurs de B_1 , $C(\theta)$ et D déterminées pour chacun des champs, le seul paramètre inconnu dans l'expression initiale du « cloud-model » (Attema et Ulaby, 1978) est A_1 . Pour le déduire, il s'agit d'appliquer le modèle dans son expression complète à une valeur de rétrodiffusion associée à la présence modérée de végétation et de calculer la valeur de la seule inconnue. Encore ici, le choix de la date pour l'évaluation de A s'est effectuée de manière individuelle pour chaque champ.

En tout, 4 valeurs de rétrodiffusion mesurées lors de 4 dates différentes ont été utilisées pour déterminer l'expression du modèle applicable à chaque champ. Il restait donc 3 dates pouvant servir à la modélisation de la rétrodiffusion et à la vérification des effets de la végétation en utilisant le modèle établi.

Il est à noter que lors du calcul des paramètres A_1 , B_1 , $C(\theta)$ et D pour les champs présentant une composante périodique de rugosité, une valeur de 2 dB attribuable à l'effet des sillons a d'abord été soustraite du coefficient de rétrodiffusion moyen mesuré, de la même manière que précédemment, pour le calcul des valeurs de h . Par la suite, lors de l'évaluation de la rétrodiffusion à l'aide des modèles établis, une valeur de 2 dB a été ajoutée aux valeurs de σ_{hh}^0 obtenues afin de pouvoir les comparer avec celles mesurés sur les images. Il est bien certain que cette façon de procéder, suppose que l'effet des sillons du sol est constant et indépendant de la végétation présente, ce qui n'est pas le cas dans la réalité. Surtout lors du calcul de B_1 où l'on considère que la rétrodiffusion est seulement fonction du couvert végétal, l'hypothèse induit inévitablement une erreur dans l'évaluation de ce coefficient. Cependant, il faut mentionner que la valeur moyenne de 2 dB a été établie à partir de l'étude de Beaudoin et al. (1990) réalisée à partir de surfaces couvertes de végétation naissante, entre autres des plants de pomme de terre de 15 cm de hauteur. La correction inclut donc dans une

certaine mesure l'effet de la végétation. Ainsi, on peut raisonnablement supposer que la surestimation de l'effet des sillons, lorsque la correction est appliquée aux champs couverts de végétation haute et dense, sera à peu près compensée par sa sous-estimation lorsqu'elle sera effectuée sur les champs où la végétation est peu ou pas présente.

Le tableau 6.7 indique, pour chacune des 7 images, les valeurs de rétrodiffusion mesurées et celles calculées à l'aide du « cloud-model » (Attema et Ulaby, 1978) sur les différents sites. Si une image a plutôt servi à établir l'expression du modèle, les paramètres calculés à partir de celle-ci sont indiqués par leur lettre respective dans la colonne des valeurs de rétrodiffusion mesurées à cette date. Les valeurs manquantes indiquent soit des dates auxquelles la rugosité différente empêchait l'application du modèle établi (n/a), ou encore des images pour lesquelles il était impossible de déterminer une valeur de rétrodiffusion ou un paramètre à cause de données non disponibles (n/d). La comparaison entre les valeurs de rétrodiffusion mesurées et celles modélisées, pour tous les champs auxquels les calculs ont pu être appliqués, est effectuée à la figure 6.21. On peut déjà remarquer que les points inscrits sur le graphique sont plus ou moins concentrés autour de la droite représentant l'égalité des valeurs mais que plusieurs d'entre eux se retrouvent à l'intérieur des limites de l'écart-type moyen associé aux valeurs de rétrodiffusion mesurées. La correspondance plutôt faible entre les deux séries de données se traduit par un coefficient de corrélation de 0,43. La droite de tendance incorporée au graphique souligne la tendance à la surestimation des valeurs de rétrodiffusion calculées par rapport à celles mesurées.

D'autre part, la correspondance entre valeurs calculées et mesurées peut être légèrement améliorée en éliminant les valeurs extrêmes visiblement erronées et qui seront examinées de plus près dans le chapitre suivant. En écartant les valeurs douteuses relatives aux champs 28, 29, 30, 32, 35 et 36, on obtient alors un coefficient de corrélation de 0,53. Bien que ce résultat soit légèrement meilleur que le premier, le fait de négliger les valeurs extrêmes n'a pas permis de dégager une correspondance

vraiment claire entre les valeurs de rétrodiffusion mesurées et celles modélisées. À la section 7.5 du chapitre suivant, ces résultats seront interprétés en vue de confirmer ou d'infirmar, si possible, le faible effet du couvert végétal sur la rétrodiffusion radar. Les différentes causes possibles de divergence entre la rétrodiffusion mesurée et calculée seront entre autres énumérées et leurs effets, évalués en fonction des hypothèses sous-jacentes à la modélisation.

Tableau 6.7

Modélisation de la rétrodiffusion à l'aide du « cloud-model »

(Attema et Ulaby, 1978)

Champ	2 mai		26 mai		13 juillet		06 août	
	Rétro. mesurée (dB)	Rétro. calculée (dB)	Rétro. mesurée (dB)	Rétro. calculée (dB)	Rétro. mesurée (dB)	Rétro. calculée (dB)	Rétro. mesurée (dB)	Rétro. calculée (dB)
27	-10,173	C(θ), D	-11,552	-9,830	-9,830	B	-10,227	-9,830
28	-4,282	C(θ), D	-13,741	-6,788	-4,645	A	-6,608	B
29	-9,118	C(θ), D	-11,591	-9,786	-8,226	A	-8,656	-9,449
30	-9,409	-12,732	-12,402	-28,698	-9,306	C(θ), D	-9,205	A
31	-4,113	C(θ), D	-12,498	n/d	-5,573	n/d	-7,219	n/d
32	-6,743	C(θ), D	-12,438	C(θ), D	-6,965	B	-11,000	A
33	-10,244	C(θ), D	-12,098	-9,261	-9,420	A	-10,052	C(θ), D
34	-8,694	C(θ), D	-13,793	C(θ), D	-6,873	B	-9,928	A
35	-5,875	C(θ), D	-8,567	C(θ), D	-6,297	n/d	-7,359	-8,225
36	-11,027	C(θ), D	-12,176	-7,024	-6,900	B	-9,147	C(θ), D
37	-9,897	C(θ), D	-12,328	-9,243	-6,518	C(θ), D	-9,570	A
38	-7,538	C(θ), D	-11,079	C(θ), D	-6,493	A	-7,891	-6,832
39	-9,648	A	-12,326	-9,357	-9,351	-9,209	-10,512	-8,388
40	-8,132	C(θ), D	-11,165	-9,078	-8,262	A	-9,572	-8,816
41	-11,441	C(θ), D	-13,646	B	-9,741	A	-11,408	C(θ), D
42	-8,942	C(θ), D	-11,952	-9,502	-7,127	B	-8,408	A.
43	-7,495	C(θ), D	-10,595	C, D	-7,854	n/d	-8,637	n/d
44	-9,770	C(θ), D	-13,857	C, D	-5,646	n/d	-7,927	n/d
45	-9,081	C(θ), D	-12,127	C, D	-6,118	n/d	-7,546	A
46	-7,731	A	-11,861	n/d	-6,478	C(θ), D	-8,643	B
47	-7,202	C(θ), D	-11,931	C(θ), D	-5,612	n/d	-7,637	A
48	-8,560	A	-10,608	B	-5,398	C(θ), D	-8,273	-10,326
49	-9,406	C(θ), D	-13,597	A	-6,090	n/d	-9,033	C(θ), D
50	-9,481	C(θ), D	-11,332	A	-7,781	C(θ), D	-8,921	-11,316

Tableau 6.7 (suite)

Modélisation de la rétrodiffusion à l'aide du « cloud-model »

(Attema et Ulaby, 1978)

Champ	30 août		17 octobre		10 novembre	
	Rétro. mesurée (dB)	Rétro. calculée (dB)	Rétro. mesurée (dB)	Rétro. calculée (dB)	Rétro. mesurée (dB)	Rétro. calculée (dB)
27	-9,305	-9,832	-9,831	C(θ), D	-9,842	A
28	-2,946	C(θ), D	-4,681	n/a	-5,253	n/a
29	-9,053	B	-8,823	C(θ), D	-7,910	-17,599
30	-8,449	B	-7,844	C(θ), D	-6,541	n/a
31	-6,028	B	-3,706	n/d	-5,431	n/a
32	-7,007	-0,308	-8,232	-0,092	-7,820	n/d
33	-9,237	B	-7,347	N/a	-6,028	n/a
34	-7,418	-7,366	-6,155	N/a	-6,413	n/a
35	-7,341	B	-4,520	1,260	-6,941	1,633
36	-7,143	A	-6,225	-13,921	-6,455	n/a
37	-8,643	B	-8,194	-7,465	-6,485	n/a
38	-6,828	B	-5,485	N/a	-6,222	n/a
39	-9,209	B	-8,923	C(θ), D	-9,248	C(θ), D
40	-9,023	B	-7,140	C(θ), D	-7,090	n/a
41	-10,644	-8,901	-7,695	n/a	-6,533	n/a
42	-7,266	-7,813	-7,484	C(θ), D	-8,003	n/d
43	-7,817	B	-7,560	n/d	-7,808	n/d
44	-5,976	B	-6,072	n/d	-6,760	n/d
45	-6,181	B	-4,488	n/a	-7,892	n/a
46	-8,898	-8,334	-9,317	-7,218	-9,409	C(θ), D
47	-6,551	B	-5,519	2,000	-6,416	n/a
48	-6,414	C(θ), D	-9,821	-7,210	-7,288	n/a
49	-7,645	B	-6,327	n/a	-6,640	n/a
50	-8,749	B	-9,810	-7,344	-9,278	-12,334

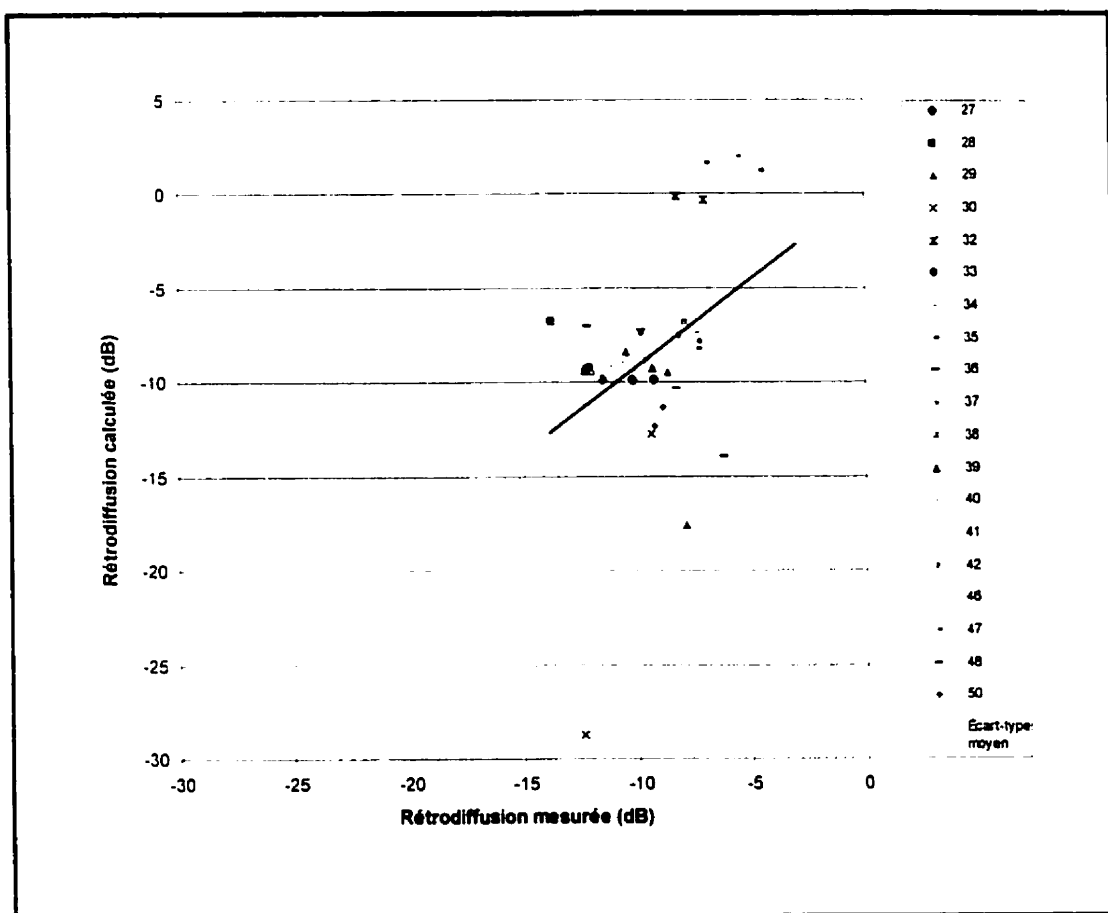


Figure 6.21 : Relation entre la rétrodiffusion mesurée et celle calculée à l'aide du « cloud-model » (Attema et Ulaby, 1978) - tous les champs

CHAPITRE VII

ANALYSE DES RÉSULTATS

La cartographie de l'humidité du sol réalisée au chapitre précédent repose sur une approche innovatrice. La méthodologie élaborée implique l'extraction des valeurs de rugosité sur tout le bassin à partir d'une seule image. Afin de justifier les hypothèses émises ou de vérifier la validité des résultats obtenus, les liens existant entre la rugosité, la rétrodiffusion et l'humidité ont été étudiés via des comparaisons multiples (régressions et corrélations) ou encore des modélisations supplémentaires faisant intervenir d'autres paramètres de surface. Ce sont entre autres la longueur de corrélation liée à la rugosité superficielle du sol (modèle PO) et les caractéristiques de la végétation (« cloud-model » : Attema et Ulaby, 1978). Les différents tableaux et graphiques produits au chapitre VI seront donc étudiés ici en détails afin de juger de la validité des résultats obtenus et d'en tirer les conclusions qui s'imposent.

Ainsi, l'analyse des résultats obtenus au chapitre précédent sera effectuée ici en utilisant une structure semblable à celle de ce dernier. Les 5 sections qui composent le présent chapitre portent respectivement sur les valeurs mesurées sur le terrain, les valeurs de rétrodiffusion, l'évaluation de la rugosité, la cartographie de l'humidité puis la modélisation des effets de la végétation. Dans chacune d'elles, les comparaisons ou modélisations pertinentes seront étudiées et des explications possibles de tendances générales ou de comportements singuliers seront fournies. Lorsqu'applicable, les limites inhérentes aux méthodes d'acquisition des données ou aux hypothèses émises seront examinées. Ceci implique également l'énumération des sources d'erreurs pouvant engendrer des résultats erronés.

7.1 Valeurs mesurées sur le terrain

La vérification de la relation entre le coefficient de rétrodiffusion et l'humidité superficielle du sol, de même que l'établissement d'une méthodologie pour la production de cartes d'humidité du sol, dépendent tous deux de la représentativité des données mesurées lors de cette étude. Or, l'acquisition des données de terrain s'est effectuée selon une méthodologie précise et les valeurs présentées au tableau 6.2 font suite aux différents traitements appliqués aux données brutes. Comme les valeurs de rugosité, de rétrodiffusion et d'humidité associées à chacun des champs sont à la base des analyses subséquentes, il convient dans un premier temps de discuter des méthodes employées pour les extraire et des résultats obtenus après traitement.

Tout d'abord, la rugosité de surface est un facteur important qui contribue dans une proportion variable à la rétrodiffusion radar lorsque celle-ci est soumise aux hyperfréquences. Bien que l'utilisation de paramètres optimaux pour la détection de l'humidité permette de minimiser la contribution de la rugosité de surface, son effet n'est jamais totalement éliminé, d'où l'importance de la justesse de sa mesure afin de quantifier le plus exactement possible sa contribution. Pour vérifier la représentativité des valeurs de rugosité présentées au tableau 6.2, il importe d'examiner en détails la procédure suivie pour les obtenir. En premier lieu, il convient de rappeler que le profil du sol avait été digitalisé en utilisant des espacements de 2 cm et ce, dans les sens longitudinal et transversal relativement aux sillons. Bien que les rugosités h aient été obtenues selon une procédure éprouvée (Leconte et al., 1998), les valeurs calculées à l'aide des deux profils étaient parfois fort différentes, comme l'indique le tableau 6.1. Théoriquement, une seule rugosité h représentant la composante aléatoire de la variation d'élévation est associée à une surface donnée. Les valeurs calculées selon les profils transversal et longitudinal auraient donc dû être très similaires, compte tenu de la faible variabilité de la rugosité à l'échelle d'un champ agricole. Au lieu de cela, les rugosités mesurées à partir des profils longitudinaux par rapport aux sillons sont souvent

supérieures à celles évaluées à partir des profils transversaux. Les écarts importants peuvent être attribuables en majeure partie à la plus ou moins grande représentativité des profils photographiés. En effet, la rugosité des champs présentant des sillons a été évaluée à partir d'un profil unique tracé pour chacune des deux directions. Surtout pour les champs grossièrement labourés de façon irrégulière, les 2 profils photographiés n'étaient pas nécessairement typiques de la rugosité du surface observée à l'échelle du champ. De plus, le tracé du profil du sol sur seulement un mètre de longueur s'avérait souvent insuffisant pour représenter adéquatement la macro-rugosité inhérente aux mottes de terre argileuses parfois très imposantes. La procédure utilisée pour la mesure in situ de la rugosité semble donc présenter certaines lacunes qu'il aurait été toutefois difficile de combler en raison des limites imposées par la pratique. L'emplacement d'un relevé devait certes offrir un profil qui soit le plus représentatif possible de la rugosité du champ, mais il devait également être propice à l'enfoncement du carton à travers les structures de surface sans les altérer. Ce dernier critère était particulièrement difficile à rencontrer lorsque le sol était très sec, compte tenu de la nature argileuse des particules qui le composent.

Par ailleurs, pour attribuer une valeur unique de rugosité à chacun des champs, il a été nécessaire de les analyser de façon individuelle afin de retenir la valeur de h associée au profil le plus représentatif de sa surface. Lorsque les deux profils apparaissaient très semblables, la valeur de h était obtenue en faisant la moyenne des valeurs déduites à partir de chacun des 2 profils. La moyenne de h peut être considérée comme une valeur représentative de la rugosité sur la surface d'un champ si l'on suppose que ce paramètre suit une distribution log-normale, comme l'on fait Narayanan et al., (1994). Ainsi, la rugosité moyenne des profils des échantillons devrait être similaire à celle obtenue si elle était mesurée sur la surface entière du champ. À titre d'exemple, les rugosités calculées le 2 mai pour les champs 32, 34, 37, 38, et 43, et celles estimées le 17 octobre pour les champs 28, 30 et 34 (tableau 6.1), sont très semblables pour les deux profils. Toutefois, compte tenu de la représentativité douteuse de certains profils relevés et dont

il a été question précédemment, la moyenne calculée à partir de ceux-ci ne peut qu'être faussée. À cet effet, on remarque que les écarts entre les rugosités longitudinale et transversale sont plus importants à l'automne puisque le labourage effectué à ce moment est beaucoup plus grossier que celui précédant les semailles printanières.

En ce qui a trait aux valeurs de rétrodiffusion associées aux champs, celles-ci ont été déduites à partir des images prises par RADARSAT en calculant la moyenne des valeurs de rétrodiffusion de tous les pixels couvrant chacun d'eux. La superficie approximative des champs étudiés, calculée à partir du nombre de pixels compris à l'intérieur de leurs limites, variait de 3,06 ha à 20,25 ha. Par ailleurs, on sait que l'humidité du sol et sa rugosité sont des paramètres montrant une certaine variabilité sur le plan spatial. Les fluctuations qu'ils engendrent sur les coefficients de rétrodiffusion sont entre autres visibles par le calcul de l'écart-type associé à la rétrodiffusion moyenne de chacun des champs. Ce dernier varie entre 1,211 dB et 2,249 dB pour des rétrodiffusions moyennes comprises entre -2,446 dB et -13,857 dB.

D'autre part, bien que les champs sélectionnés couvrent différentes superficies, il n'existe apparemment aucun lien entre celles-ci et la variabilité de la rétrodiffusion mesurée, comme l'indique la figure 6.5. Celle-ci montre les écarts-types de tous les champs, mesurés pour chacune des images, en fonction de leur superficie. Les aires échantillonnées semblent présenter des conditions de surface relativement homogènes à chacune des acquisitions malgré leurs dimensions variables, ce qui se traduit par un écart-type qui oscille principalement entre 1,4 dB et 1,7 dB environ. Puisque la rugosité est considérée constante du printemps à l'automne, la variation temporelle de l'écart-type peut être principalement attribuée à la variabilité spatiale de l'humidité superficielle d'une date à l'autre et, dans une moindre mesure, à celle du couvert végétal lorsque ce dernier est présent dans une proportion significative. Lors des deux dernières acquisitions, le labourage automnal plus grossier effectué sur certains champs a pu également contribuer aux variations spatiales de la rétrodiffusion de surface.

D'une manière générale, on peut considérer les valeurs de rétrodiffusion comme étant très représentatives de la rétrodiffusion moyenne à la surface du champ. Bien que le processus de filtrage ainsi que le rééchantillonnage ont pu altérer les tons de gris lors du traitement des images, ces modifications minimales ne sont pas significatives. En fait, surtout dans le cas du filtrage, le traitement appliqué a plutôt contribué à l'homogénéisation des valeurs, donc à la diminution souhaitable de l'écart-type. La localisation plus ou moins précise des champs sur les images aurait pu aussi fausser les valeurs de rétrodiffusion qui en ont été extraites. Cependant, compte tenu de la grande précision du géoréférencement et de l'extraction des valeurs qui s'est limitée aux pixels entièrement compris à l'intérieur des limites des champs, cette source d'erreur ne peut être retenue.

Tout comme les valeurs de rétrodiffusion, les teneurs en eau superficielles associées aux champs correspondent à la moyenne des valeurs mesurées à l'intérieur de chacun d'eux. Celles-ci proviennent de 4 à 6 sites différents correspondant numériquement à autant de pixels adjacents sur les images. Comme il y avait de 3 à 4 mesures ponctuelles de teneur en eau effectuées sur chacun des sites, l'humidité superficielle associée à un champ a été obtenue en faisant la moyenne de 12 à 24 lectures in situ. De manière générale, les valeurs moyennes d'humidité calculées semblent très représentatives des conditions prévalant sur l'ensemble du champ puisque les écarts-types qui leur sont associés sont relativement faibles et souvent même inférieurs à la précision de l'appareil utilisé qui est de $0,05 \text{ m}^3/\text{m}^3$. La figure 6.6 montre la variation temporelle de l'écart-type associé à l'humidité superficielle moyenne de chacun des champs. On remarque que la variabilité des mesures de teneur en eau effectuées le 26 mai est plus élevée pour plusieurs champs, probablement à cause du temps excessivement sec ayant prévalu sur la région plusieurs jours avant la date d'acquisition, et qui aurait favorisé l'évaporation plus ou moins uniforme de l'eau à la surface des terres.

Bien que la variabilité des mesures d'humidité puisse être attribuable en majeure partie à son hétérogénéité spatiale naturellement présente à la surface du sol, d'autres facteurs on pu également y contribuer. C'est le cas notamment de la présence de roches ou, plus fréquemment, de poches d'air à l'intérieur du volume sondé qui ont probablement engendré des erreurs de mesure, surtout lorsque celles-ci étaient effectuées dans un sol remanié suite au labourage des terres (acquisitions du 2 mai et du 10 novembre). Par exemple, il n'était pas rare, à la fin de l'automne, de noter des mesures de teneur en eau anormalement basses suite à l'enfoncement de la sonde dans le sol qui n'offrait, à ce moment, pratiquement aucune résistance.

D'autre part, lorsqu'une couche de sol très sec recouvrait le site sondé, ce sont les mesures de teneur en eau effectuées en enfonçant les tiges de la sonde à travers celles-ci qui furent utilisées pour le calcul des valeurs moyennes d'humidité. En effet, l'analyse subséquente à l'aide des modèles de Brisco et al. (1992) et de Dubois et al. (1995) a montré que les valeurs de rétrodiffusion étaient mieux corrélées avec des teneurs en eau légèrement inférieures pour les dates où l'on notait la présence d'une couche superficielle de sol sec. Quoi qu'il en soit, la différence entre les teneurs en eau relevées en laissant la couche argileuse en et celles mesurées en ayant soin de l'enlever au préalable est à peine significative, avec une valeur maximale d'environ $0,02 \text{ m}^3/\text{m}^3$.

7.2 Valeurs mesurées de rétrodiffusion

La production de cartes d'humidité superficielle à l'échelle du bassin versant est tributaire du lien existant entre la rétrodiffusion radar mesurée à la surface de ce dernier et la teneur en eau du sol. Bien que plusieurs études antérieures se soient attardées à démontrer l'existence d'un tel lien, il convenait dans un premier temps de vérifier si les coefficients de rétrodiffusion étaient corrélés avec les teneurs en eau mesurées pour les conditions notées lors de l'étude. Dans l'affirmative, l'analyse préliminaire permettait

de justifier d'emblée la méthodologie employée pour la cartographie de l'humidité à l'aide des images RADARSAT.

Dans un premier temps, l'analyse de corrélation entre la rétrodiffusion et l'humidité moyenne associée à chacune des dates a clairement établi l'existence d'une relation positive entre ces deux paramètres (figure 6.1). Tel que mentionné au chapitre précédent, le fait de considérer la teneur en eau moyenne sur un ensemble de sites plutôt que sur chaque champ pris individuellement, permet de minimiser l'influence de la variabilité de la rugosité et de la végétation sur la rétrodiffusion radar. Ainsi, la relation indiquée à la figure 6.2 qui tient compte de l'humidité moyenne de chaque champ, est peu significative mais pourrait être améliorée si la diversité des conditions était prise en compte. On remarque cependant que dans l'ensemble, les points sont situés sur une ligne droite, à l'exception des données relatives aux acquisitions du 6 août et du 10 novembre. Ces cas particuliers sont examinés ici de plus près.

L'arrangement global des données du 6 août est fortement influencé par trois valeurs extrêmes correspondant à des coefficients de rétrodiffusion significativement plus élevés. Ce sont ceux des champs 27, 44 et 45. Il est difficile d'établir clairement la cause d'une rétrodiffusion importante pour ces trois cas précis, alors que les teneurs en eau mesurées sont relativement basses. L'examen des conditions de terrain pourrait toutefois fournir certains éléments de réponse. Tout d'abord, le champ 27 est un pâturage qui, au moment de l'acquisition du 6 août, présentait un couvert végétal assez dense (5035 kg/ha) et hétérogène. La végétation qu'on y trouvait variait en hauteur de 20 à 40 cm. Quant aux champs 44 et 45, ils étaient recouverts de plants de maïs d'une hauteur de plus de 2 m. Bien que, dans les 3 cas, la végétation soit assez importante, elle ne peut être mise en cause, car des couverts végétaux aussi sinon plus hauts et denses sont présents dans d'autres champs, à la même date. En fait, ce sont plutôt les valeurs d'humidité mesurées qui sont excessivement basses par rapport à la rétrodiffusion, et ce phénomène trouve justement une explication par l'examen des

conditions du sol des trois champs. Exceptionnellement, lors de l'acquisition du 6 août, seulement 3 mesures ont été prises sur le champ 27 en raison du sol excessivement dur qui empêchait l'enfoncement de la sonde. Compte tenu de la teneur en eau très basse ($0,0957 \text{ m}^3/\text{m}^3$) et de la précision de $\pm 0,05 \text{ m}^3/\text{m}^3$ de l'appareil de mesure, il est possible que la teneur en eau sur un nombre trop restreint de mesures ponctuelles, ait été sous-estimée. Une valeur d'humidité avoisinant les 14% serait parfaitement compatible avec la valeur de rétrodiffusion de $-10,227\text{dB}$ mesurée à cette date sur le champ 27. Pour ce qui est des champs 44 et 45, ce sont les deux seuls sites à montrer alors des couches superficielles de sol sec très importantes, atteignant jusqu'à 10 cm de profondeur, contrairement aux autres champs où la croûte argileuse était beaucoup plus mince. On peut raisonnablement supposer que dans ces cas particuliers, les hyperfréquences ont facilement pénétré la couche supérieure pour être plutôt rétrodiffusées par le sol sous-jacent plus humide. Les moyennes de teneur en eau du sol dépourvu de sa couche superficielle sont respectivement de 0,188 et $0,167 \text{ m}^3/\text{m}^3$ pour les champs 44 et 45. Encore là, ces valeurs sont tout à fait compatibles avec celles de rétrodiffusion mesurées sur les sites, ce qui ramène les données correspondantes sur la figure 6.2 à l'intérieur du groupement linéaire.

En ce qui a trait aux données du 10 novembre, celles-ci se trouvent principalement au-dessus de la droite de tendance de la figure 6.2, suggérant ainsi que les valeurs de rétrodiffusion sont plus élevées que celles auxquelles on aurait pu s'attendre dans de telles conditions d'humidité. Cet accroissement général de la rétrodiffusion pourrait s'expliquer par la rugosité plus importante des sols à cette date, engendrée par le labourage automnal effectué sur la plupart des champs. À ce propos, il est intéressant de noter que les points situés le plus près de la droite de tendance correspondent aux champs 27, 29, 32, 39, 46 et 50, qui n'avaient pas été remaniés (voir tableau 6.1).

Par ailleurs, on a mentionné au chapitre précédent le résultat important obtenu selon lequel la végétation aurait eu une influence encore moins importante sur la

rétrodiffusion radar que celle attendue pour les conditions qui prévalaient. Cette observation a été faite à partir de la figure 6.2 où la rétrodiffusion associée à chacun des champs est mise en relation avec l'humidité moyenne qui y avait été mesurée. La similitude entre l'arrangement des points associés au 13 juillet et ceux relatifs au 30 août, semblait signifier la faible contribution du couvert végétal pourtant fort différent lors des deux acquisitions. Ceci peut être remarqué d'emblée sur la figure 6.3 qui met en relation les rétrodiffusion mesurées sur les différents champs pour chacune des 2 dates. Les deux séries de données possèdent un coefficient de corrélation de 0,84, ce qui confirme la grande correspondance existant entre elles et, du même coup, la faible contribution de la végétation au signal rétrodiffusé. Un autre indice suggère également le peu d'influence du couvert végétal. Il s'agit de l'écart entre les valeurs de rétrodiffusion mesurées aux 2 dates, qui est presque toujours inférieur à l'écart-type moyen associé à la rétrodiffusion, évalué précédemment à environ 1,6 dB, et dont les limites sont indiquées en pointillé sur la figure 6.3. C'est donc dire que l'effet de la végétation est inférieur à celui de la variabilité spatiale naturelle de la rugosité et de l'humidité superficielle. Enfin, la faible corrélation ($R=0,21$) existant entre la densité de biomasse et la rétrodiffusion (figure 6.4) est une indication supplémentaire de la faible contribution de la végétation au signal rétrodiffusé.

Toutefois, on remarque sur la figure 6.3 que 2 champs présentent des valeurs de rétrodiffusion significativement plus élevées le 13 juillet que le 30 août. Ce sont les champs 37 et 46 qui sont deux champs d'herbe. Le champ 46 a subi, entre les deux acquisitions, la seconde baisse la plus importante d'humidité après le champ 50, en passant d'une teneur en eau de $0,4734 \text{ m}^3/\text{m}^3$ à une autre de $0,3996 \text{ m}^3/\text{m}^3$ (tableau 6.2). Ceci pourrait être à l'origine du signal rétrodiffusé beaucoup plus faible le 30 août, malgré la présence d'un couvert végétal légèrement plus important à ce moment. Pour ce qui est du champ 37, la baisse de teneur en eau de $0,0374 \text{ m}^3/\text{m}^3$ entre les deux dates est moyenne et ne saurait expliquer à elle seule la diminution plus importante de la rétrodiffusion. À première vue, il apparaît plus difficile d'expliquer celle-ci, surtout que

la végétation était plus haute le 30 août que le 13 juillet, où l'herbe était coupée très court. On peut alors soupçonner que le sol du champ ait été plus affecté que les autres par les travaux de récolte effectués sur lui. Le changement de rugosité du sol dont la surface aurait davantage été lissée par la machinerie ou par le processus naturel d'érosion par les conditions climatiques (Beaudoin et al., 1990), pourrait alors être à l'origine de la baisse du signal rétrodiffusé. Cette explication n'est cependant qu'une hypothèse que le manque d'informations concernant l'activité agricole réelle effectuée sur les champs, empêche d'étayer.

D'autre part, la variation temporelle du signal rétrodiffusé pour les différents champs est illustrée à la figure 6.7. De manière générale, les tracés associés à chacun d'eux sont très similaires, indiquant que les variations sont en grande partie imputables aux changements de teneurs en eau qui sont relativement uniformes à travers le sous-bassin. Les valeurs minimales de rétrodiffusion sont atteintes le 26 mai et le 6 août, qui sont des dates auxquelles les conditions d'humidité du sol étaient basses, alors que les conditions beaucoup plus humides associées au 13 juillet, au 30 août et au 17 octobre sont traduites par des valeurs de rétrodiffusion significativement plus élevées. On remarque cependant une baisse importante du signal le 26 mai, qui peut également être remarquée sur la figure 6.1 Bien que l'humidité superficielle était excessivement basse à ce moment, approchant même les valeurs de teneur en eau résiduelle pour certains champs, l'analyse détaillée présentée plus loin suggère que l'image soit erronée (Rheault et al., 1999).

7.3 Évaluation de la rugosité

La production de cartes d'humidité du bassin de la rivière des Anglais repose sur l'évaluation de la rugosité à l'aide du modèle de Dubois et al. (1995), à partir d'une seule image. Il convient donc, dans un premier temps, d'analyser les valeurs de h

obtenues par le biais de cet algorithme en les comparant à celles mesurées puis à celles calculées à l'aide du modèle PO qui repose sur des principes théoriques. Cette première analyse effectuée à l'échelle locale, c'est-à-dire celle du champ, permettra de juger de la validité de l'approche employée.

Tout d'abord, on remarque au tableau 6.5 ainsi qu'à la figure 6.8 qu'il existe dans plusieurs cas un écart important entre la valeur de rugosité mesurée sur le terrain et celle calculée à l'aide du modèle de Dubois et al. (1995). Généralement, les rugosités obtenues par modélisation sont du même ordre de grandeur ou plus grandes que celles mesurées, même après la soustraction de 2 dB pour tenir compte de l'effet des sillons sur le signal rétrodiffusé. Le coefficient de corrélation entre les rugosités mesurées et celles calculées est seulement de 0,33 pour l'ensemble des données relatives aux 7 acquisitions. Seuls quelques champs présentent des rugosités dérivées des images satellites qui soient significativement supérieures à celles mesurées. Ceci suggère la présence d'une erreur systématique dans le processus d'extraction des valeurs de h . Bien que plusieurs facteurs peuvent être ici mis en cause, c'est la faible représentativité des rugosités mesurées qui serait principalement la source de ces écarts. Les rugosités associées aux profils longitudinaux sont toujours supérieures à celles relatives aux profils transversaux, ce qui appuie l'hypothèse de l'erreur systématique commise lors de leur évaluation. Les faibles performances de la méthode employée pour évaluer les valeurs de h , incluant la question de représentativité des profils sélectionnés, ont d'ailleurs déjà fait l'objet de discussions. Une autre cause possible à l'origine des écarts notés est l'approximation de l'angle d'incidence pour chacun des champs par une valeur unique fixée à $24,5^\circ$. L'analyse de la géométrie du rayon incident par rapport au site étudié indique que l'angle d'incidence local, si l'on néglige l'effet du relief terrestre, varie entre 24° et 25° environ. Par exemple, pour un champ situé complètement au sud comme le champ 38, l'angle d'incidence local est de 25° plutôt que $24,5^\circ$. Lors de l'acquisition du 2 mai, le fait d'utiliser l'angle d'incidence réel dans le calcul de h conduit à une valeur de rugosité de 0,6320 cm plutôt que 0,6833 cm en utilisant l'angle

moyen. Le nouveau résultat se compare alors très favorablement à la valeur de 0,6384 cm mesurée sur le terrain. Une autre source d'erreur susceptible d'engendrer des écarts entre rugosité mesurée et calculée est l'uniformité de la correction appliquée pour tenir compte de l'effet des sillons. Tel que mentionné ultérieurement, la soustraction systématique de 2 dB aux valeurs de rétrodiffusion associées aux champs, même à ceux ne présentant pas de variations périodiques dans la rugosité de surface comme les pâturages, peut avoir engendré des erreurs dans le calcul des rugosités associées. Il est cependant impossible de quantifier ces erreurs puisque les rugosités des pâturages n'ont pu être relevées à cause de la présence de végétation.

Les valeurs de rugosité modélisées à l'aide de l'algorithme de Dubois et al. (1995) peuvent, dans un deuxième temps, être comparées à celles obtenues par le biais d'un modèle reposant sur des principes théoriques, le modèle PO. À la lumière des résultats présentés aux figures 6.9 à 6.12, on constate que la rugosité d'un même champ, calculée avec le modèle de Dubois et le modèle PO, demeure approximativement constante tout au long de la période d'étude. Ceci confirme la justesse de l'approche employée selon laquelle il est possible de calculer la rugosité de surface sur un bassin entier à partir d'une seule image, rugosité qui est valide pour une saison entière (Rheault et al., 1999). À cet effet, l'analyse des résultats d'une étude effectuée par Geng et al. (1996) montre que dans un contexte agricole, la rugosité du sol peut effectivement être considérée comme une constante, à l'intérieure d'une région donnée et pour une certaine période de temps. D'autre part, les légères fluctuations de h notées dans les graphiques peuvent s'expliquer par la variabilité spatiale de ce paramètre qui n'est pas prise en compte dans l'assignation d'une valeur de rugosité unique à un champ donné. On note également que l'effet de la végétation semble, ici aussi, être minimal compte tenu de l'absence de tendance temporelle dans les variations de rugosités. L'utilisation de paramètres optimaux pour la détection de l'humidité (angle d'incidence d'environ 25° , bande C, polarisation HH) paraît suffisamment efficace pour éliminer la majeure partie de la contribution du couvert végétal au signal rétrodiffusé.

Par ailleurs, tel que discuté dans Rheault et al. (1999), les rugosités estimées à l'aide du modèle de Dubois et al. (1995) sont comparables à celles calculées avec le modèle PO en utilisant des longueurs de corrélation uniformes variant de 5 à 6 cm. Toutefois, les rugosités calculées à l'aide des deux modèles sont significativement plus basses pour l'image du 26 mai, ce qui laisse croire que les données de celle-ci sont erronées. L'erreur systématique pourrait être causée par une mauvaise calibration de l'image qui aurait alors engendré des valeurs de rétrodiffusion anormalement basses. D'autre part, on constate que dans le cas du modèle de Dubois et al. (1995), les fluctuations temporelles des rugosités sont légèrement plus importantes que celles obtenues à l'aide du modèle théorique. Ceci peut s'expliquer par le fait que la longueur de corrélation n'est pas un paramètre qui est explicitement inclus dans le modèle de Dubois et al. (1995). De plus, il est important de noter qu'à partir de ces résultats, on ne peut conclure que tous les champs possèdent la même longueur de corrélation, mais plutôt que l'application du modèle PO avec une même longueur de corrélation ne produit pas de résultats supérieurs à ceux obtenus à l'aide du modèle de Dubois et al. (1995).

Finalement, la carte de rugosité produite à partir de l'image du 13 juillet est montrée à la figure 6,13. On y distingue assez clairement les limites des différents champs. Cette carte présente des valeurs de h à première vue réalistes, quoique légèrement basses pour les pâturages. En effet, tel que mentionné dans Rheault et al. (1999), les rugosités qui leur sont associées sont comprises entre 0,4 et 0,6 cm alors que celles rapportées par Jackson et al. (1997) pour des surfaces de même type varient entre 0,5 et 1,7 cm. Il convient cependant de rappeler que les rugosités ont été obtenues suite à l'application d'une correction de -2 dB sur l'ensemble de l'image pour éliminer l'effet des sillons sur le signal rétrodiffusé, ce qui a eu pour effet de diminuer la rétrodiffusion des pâturages alors que ce n'était pas justifié dans leur cas. Si l'on reprend les calculs du rugosité pour les pâturages uniquement en utilisant cette fois-ci les valeurs de rétrodiffusion mesurées le 13 juillet, les valeurs de h obtenues deviennent conformes à celles de

Jackson et al. (1997) puisqu'elles varient alors entre 0,56 et 0,84 cm. Une analyse plus raffinée aurait donc consisté en l'application d'une correction uniquement sur les champs agricoles pour lesquels elle était justifiée. Pour les pâturages, les valeurs de rugosité calculées précédemment semblent indiquer qu'il aurait été possible de leur associer une seule et même valeur représentative de h , ce qui aurait ultérieurement simplifié la procédure d'extraction des valeurs d'humidité superficielle à partir des images RADARSAT.

7.4 Cartographie de l'humidité de surface

La carte de rugosité élaborée à partir de l'image du 13 juillet a servi essentiellement à l'évaluation de l'humidité du sol par un calcul pixel à pixel, sur l'ensemble du bassin versant de la rivière des Anglais. Les cartes d'humidité ainsi produites, présentées aux figures 6.14 à 6.19, montrent la variation temporelle importante de l'état hydrique du sol d'une acquisition à l'autre. Rappelons tout d'abord que les régions indiquées en bleu correspondent à des zones forestières alors que celles en rouge marquent des portions du territoire pour lesquelles des valeurs négatives de constante diélectrique ont été obtenues. Ces dernières sont principalement associées aux zones les plus sèches du bassin versant.

Les images du 30 août et du 17 octobre reflètent des conditions d'humidité approchant la saturation, imputables à des précipitations qui ont précédé de peu ces deux dates. Bien que de manière générale, les tons moyens de gris s'apparentent beaucoup dans les deux cas, on note la présence de zones plus sombres bien définies sur la carte du 17 octobre, dispersées sur l'ensemble du territoire. Celles-ci correspondent probablement à des champs qui ont été labourés à l'automne et dont l'augmentation de la rugosité de surface s'est traduite par une hausse significative du signal rétrodiffusé.

Par ailleurs, les conditions d'humidité du 2 mai et du 10 novembre sont très similaires, avec des teneurs en eau variant autour de $0,30 \text{ m}^3/\text{m}^3$. Bien que la plupart des champs aient été remaniés le 10 novembre, les zones plus sombres et mieux définies qui leur correspondraient sont à peine perceptibles à cause des conditions généralement plus sèches du territoire.

Finalement, les 2 images montrant les plus faibles teneurs en eau du sol sont celles du 6 août et du 26 mai. La première affiche des tons de gris très clairs et relativement uniformes sur toute la région agricole alors que sur la seconde, les teneurs en eau n'ont pu être calculées que sur 10% du territoire environ. Ces régions correspondent à la partie aval du bassin aussi bien que qu'aux zones drainées artificiellement, où la teneur en eau prévue est plus élevée (Rheault et al., 1999). La présence de rouge sur la quasi-totalité du bassin est à première vue difficile à expliquer. On peut soupçonner les conditions très particulières du sol lors de l'acquisition du 26 mai, d'en être l'origine. À ce moment, le sol était excessivement sec en surface et formait une couche très dure dont l'épaisseur pouvait atteindre jusqu'à 10 cm. Le sol sous-jacent modérément humide se distinguait alors clairement de la croûte de surface. Un tel contraste entre des couches de sol superposées est caractéristique du processus de séchage des sols argileux. Il est peu probable que cette situation ait fait partie de celles utilisées pour l'élaboration et la vérification du modèle de Dubois et al. (1995), bien que les auteurs aient eu recours à des sols relativement secs dont les teneurs en eau variaient entre 0,14 et $0,19 \text{ m}^3/\text{m}^3$. Il est possible, donc, que l'algorithme de Dubois et al. (1995) ne soit pas applicable à des conditions aussi complexes, ce qui expliquerait sa faible performance dans ce cas particulier (Rheault et al., 1999). Le grand nombre de valeurs erronées de ϵ obtenues le 26 mai peut aussi être attribuable à une erreur de calibration de l'image qui aurait alors faussé les coefficients de rétrodiffusion qu'elle fournissait. Dans une telle éventualité, cette source d'erreur serait également à l'origine des erreurs systématiques commises lors de l'évaluation des valeurs de rugosité à partir de l'image, tel que discuté antérieurement. Un changement important de la rugosité du sol par rapport à celle de

juillet aurait pu également engendrer des valeurs négatives de constantes diélectriques. Cependant, compte tenu de l'image du 10 novembre sur laquelle on ne note que quelques zones rouges malgré le remaniement du sol sur l'ensemble du territoire, cette source d'erreur ne peut être retenue comme cause possible des résultats aberrants du 26 mai (Rheault et al., 1999).

De manière générale, on remarque sur les cartes d'humidité obtenues que les limites des champs sont beaucoup moins visibles que sur la carte de rugosité, conformément à ce qui était prévu. Les tons de gris qu'on y trouve sont modulés par la quantité d'eau dans la couche de surface du sol et leur arrangement reflète donc la variation spatiale de l'humidité superficielle sur l'ensemble du bassin. Les frontières de certains champs sont tout de même parfois discernables. Ceci peut entre autres s'expliquer par un changement notable de rugosité par rapport à celle déterminée à l'aide de l'image du 13 juillet, surtout pour les 2 dernières images prises au moment du labourage automnal. Le drainage artificiel très présent sur le bassin de la rivière des Anglais peut également être à l'origine du rehaussement de certains champs (Rheault et al., 1999).

D'autre part, bien que des zones plus humides puissent être distinguées facilement d'autres plus sèches, on note l'absence de patrons généraux de drainage sur les cartes d'humidité produites. Un tel résultat était toutefois prévisible puisque la topographie du territoire est excessivement plane. En pareil cas, la teneur en eau dans les premiers centimètres du sol est principalement influencée par les pertes d'humidité survenant à son interface, soit l'évaporation et la transpiration. Celles-ci sont affectées à leur tour par les conditions météorologiques locales telles la vitesse du vent et la température de l'air, de même que par les conditions de terrain présentes. Cette dernière catégorie fait référence au type de sol qui influence la diffusion de vapeur d'eau à travers ses pores, à sa rugosité liée à la résistance aérodynamique, et à la quantité de végétation présente qui affecte le taux de transpiration du sol (Rheault et al., 1999).

Dans un contexte régional, la précision des valeurs d'humidité calculées sur le bassin peut être appréciée sur la figure 6.20. L'humidité superficielle moyenne calculée sur l'ensemble du bassin et ce, pour chacune des images, s'y compare favorablement à la moyenne des teneurs en eau mesurées sur chacun des champs pour la date correspondante, comme l'indique le coefficient de corrélation de 0,96 obtenu. Ceci signifie que malgré les écarts notés sur les valeurs d'humidité déterminées à l'échelle locale, les teneurs en eau modélisées à l'échelle régionale sont essentiellement les mêmes que celles mesurée sur le terrain (Rheault et al., 1999).

7.5 Analyse des effets de la végétation

Jusqu'à présent, les différentes comparaisons effectuées entre les valeurs de rétrodiffusion mesurées le 13 juillet et le 30 août semblent indiquer que le couvert végétal ne contribue que faiblement au signal. Cette conclusion intéressante suscite l'intérêt puisqu'en pratique, elle signifie une facilité accrue pour l'évaluation de l'humidité du sol en territoire agricole. Ainsi, dans le but de vérifier le lien existant entre la végétation et la rétrodiffusion, cette dernière a été modélisée à l'aide d'un algorithme tenant compte des caractéristiques du couvert végétal.

Afin d'interpréter correctement les résultats obtenus suite à l'application du « cloud-model » (Attema et Ulaby, 1978) aux champs étudiés, il convient dans un premier temps de rappeler ce qu'implique les hypothèses émises pour la détermination de ses différents coefficients. Tout d'abord, le calcul des paramètres $C(\theta)$ et D à partir de 2 images où la végétation est absente ou présente en quantité très faible, suppose que l'effet du couvert végétal est nul sur le signal rétrodiffusé. Cette hypothèse était parfaitement applicable dans la très grande majorité des cas puisqu'il existait pour presque tous les champs 2 images pour lesquelles la rugosité du sol était la même et où le sol était nu ou faiblement couvert de végétation. Les valeurs de $C(\theta)$ et D n'ont donc

été que faiblement influencées par la supposition de départ et peuvent être considérées comme représentatives des conditions présentes. D'autre part, pour déterminer le coefficient B_1 , on émet l'hypothèse que seul le couvert végétal contribue à la rétrodiffusion puisque son influence maximale a pour effet de masquer totalement la contribution du sol sous-jacent. Or, les valeurs de m_s et de σ_{hh}^0 mesurées lors du 13 juillet et du 30 août semblent plutôt indiquer que l'effet de la végétation est minime (voir tableau 6.2). Si tel est le cas, le fait d'attribuer une valeur $L(\theta)$ égale à l'infini pour une certaine hauteur de végétation sur un champ en particulier alors qu'en réalité, l'atténuation du signal est beaucoup moindre, engendrera des erreurs dans les estimations des paramètres B_1 et A_1 . Théoriquement, les valeurs de rétrodiffusion modélisées seront alors différentes de celles qui seraient mesurées dans la réalité.

La figure 6.21 compare les valeurs de rétrodiffusion calculées et mesurées pour tous les champs dont le modèle a pu être établi. Mis à part quelques valeurs extrêmes, l'arrangement des points ressemble à ceux obtenus par Attema et Ulaby (1978) qui ont eux aussi comparé les valeurs de rétrodiffusion mesurées à celles modélisées à l'aide du « cloud-model » (Attema et Ulaby, 1978). Les analyses de régression effectuées à partir de ces valeurs pour des données acquises sur des champs cultivés (maïs, blé, mil et luzerne) à des fréquences variant entre 8 et 18 GHz, en polarisation VV et HH, et pour des angles compris entre 0 et 70°, ont donné des coefficients de corrélation variant entre 0,7 et 0,99. L'écart entre les valeurs mesurées et celles calculées se situait entre 1,1 et 2,6 dB en plus ou en moins. Ces performances sont évidemment supérieures à celles obtenues dans cette étude. En effet, les valeurs calculées prises en totalité ont été faiblement corrélées aux valeurs mesurées ($R = 0,43$). Toutefois, la correspondance a été légèrement améliorée en éliminant les valeurs visiblement douteuses, dont il sera question plus loin. Le coefficient de corrélation ainsi obtenu fut de 0,53. Dans l'hypothèse que la végétation exerce une influence notable sur la rétrodiffusion et que celle-ci peut être adéquatement modélisée par le « cloud-model » (Attema et Ulaby, 1978), une telle valeur peut entre autres signifier que les modèles établis ne décrivaient

pas adéquatement le comportement du signal rétrodiffusé dans la majorité des situations étudiées. Cependant, elle peut aussi être en partie attribuable aux données valides utilisées pour les analyses de corrélation qui étaient beaucoup moins nombreuses que celles utilisées par Attema et Ulaby (1978).

À première vue, donc, la modélisation de la rétrodiffusion par le « cloud-model » (Attema et Ulaby, 1978) de même que les hypothèses sous-jacentes semblent plus ou moins représentatives des conditions réelles. Par contre, certains modèles établis ont relativement bien décrit la variation temporelle de la rétrodiffusion. C'est le cas par exemple de celui du champ 27 dont la majorité des points se situent à l'intérieur ou très près des limites de l'écart-type moyen associé aux valeurs mesurées (1,6 dB). Comme la différence entre les valeurs de rétrodiffusion mesurées et celles calculées est faible, on peut donc supposer que l'hypothèse selon laquelle la totalité de la rétrodiffusion provenait de la végétation au moment où celle-ci était à sa hauteur maximale, est vérifiée. Ceci signifie que pour ce champ, le couvert végétal exerce vraisemblablement une influence significative sur la rétrodiffusion.

Par ailleurs, sur la figure 6.21, on constate que certaines valeurs de rétrodiffusion calculées sont vraiment très éloignées de celles qui ont été mesurées. Les champs 28 et 36 présentent chacun un point discordant, au-dessus de la droite d'égalité. Ceux-ci correspondent à l'acquisition du 26 mai, c'est pourquoi on peut soupçonner une valeur erronée (beaucoup trop basse) de rétrodiffusion mesurée comme étant à l'origine de ces écarts. Un second point appartenant au champ 36 ainsi que deux autres associés aux champs 29 et 30, sont visiblement en-deçà de l'arrangement général, sans raison apparente. En effet, ceux-ci sont des données découlant respectivement des images du 17 octobre, du 10 novembre et du 26 mai qui sont des dates auxquelles aucun changement de rugosité n'a été noté aux 3 endroits. Dans ces cas, il est possible que l'erreur découle de l'évaluation des paramètres du « cloud-model » (Attema et Ulaby, 1978) à partir de certaines images. Les hypothèses concernant l'absence ou

l'abondance de végétation ne correspondaient probablement pas suffisamment à la situation réelle reflétée par les images choisies pour quantifier les coefficients, bien que ces images étaient celles qui étaient les plus susceptibles de les vérifier. Par exemple, dans le cas du champ 29, les valeurs de $L(\theta)$ calculées étaient inférieures à 1 alors que ce paramètre doit se situer entre 1 et l'infini. Finalement, les rétrodiffusion calculées sur champs 32 et 35 sont de loin supérieures à celles mesurées. Bien qu'ici aussi, la mauvaise représentativité du modèle établi peut être mise en cause, il existe une explication supplémentaire possible. Dans ces 2 cas, les paramètres $C(\theta)$ et D ont été déterminés à l'aide de l'image du 26 mai. Comme celle-ci est susceptible de présenter des valeurs de rétrodiffusion beaucoup trop basses, les données erronées ont pu fausser les paramètres et faire diverger le modèle. Cependant, d'autres champs possèdent des modèles qui ont été établis à partir de l'image du 26 mai sans présenter le même phénomène. Dans les cas des champs 32 et 35, les valeurs singulières pourraient donc résulter d'une amplification de l'erreur résultant de la combinaison de toutes les causes possibles énumérées précédemment. En fait, toutes les valeurs extrêmes mentionnées jusqu'à présent sont susceptibles d'avoir été affectées par une combinaison de facteurs d'erreurs plutôt que par un seul. Les possibilités envisagées précédemment mettaient donc l'accent sur le facteur qui fut probablement le plus influent.

Jusqu'à présent, l'analyse effectuée supposait que le « cloud-model » (Attema et Ulaby, 1978) pouvait adéquatement représenter le comportement de la rétrodiffusion en présence d'un couvert végétal influent. Or, il est tout à fait possible que la faible correspondance entre les valeurs mesurées et celles calculées puisse être attribuable à l'influence minime de la végétation, contrairement à l'hypothèse émise pour le calcul du paramètre B_1 . Dans cet ordre d'idée, on remarque que 23 points sur les 37 illustrés sur la figure 6.21 présentent des valeurs de rétrodiffusion calculées supérieures à celles mesurées, et que 19 d'entre elles se situent à l'extérieur des limites de l'écart-type moyen. De plus, la droite de tendance incorporée au graphique présente une pente semblable à celle de la droite d'égalité au-dessus de laquelle elle se trouve. Il est

difficile d'établir avec certitude si ces écarts sont significatifs et s'ils résultent d'une surestimation réelle de l'effet de la végétation lors de l'établissement des modèles, plutôt que de la variabilité inhérente aux paramètres de surface, des diverses sources d'erreurs ou des incertitudes liées aux mesures. À ce sujet, les hauteurs de végétation utilisées pour la modélisation sont particulièrement imprécises puisqu'elles résultent d'une estimation visuelle pouvant être facilement entachée d'une erreur variant de 5 cm pour les champs d'herbe à environ 30 cm pour les champs de maïs à pleine maturité. La surestimation pourrait également résulter de l'ajout final du 2 dB aux valeurs de rétrodiffusion calculées pour les rendre comparables, alors que l'effet des sillons aurait été moindre que celui attendu.

Juger de la performance de la modélisation à l'aide du « cloud-model » (Attema et Ulaby, 1978) est donc difficile puisque, d'une part, le nombre de données valides est restreint, sans compter les nombreuses sources d'erreurs susceptibles d'avoir affecté les résultats. D'autre part, dans l'hypothèse que la contribution de la végétation au signal rétrodiffusé soit faible, celle-ci peut difficilement être discernable de la variabilité spatiale naturelle de la rétrodiffusion si elle est du même ordre de grandeur, ou encore de la correction appliquée en supposant que les sillons exercent une influence marquée.

En fait, la tendance à la surestimation de la rétrodiffusion notée lors de l'application du « cloud-model » (Attema et Ulaby, 1978) laisse entrevoir la possibilité d'une preuve supplémentaire confirmant la faible influence du couvert végétal sous les conditions prévalant lors de l'étude. Cependant, les sources d'erreurs sont nombreuses et leurs effets sont peu discernables de celui de la végétation dans l'hypothèse où celle-ci exerce une faible influence. Par conséquent, la modélisation effectuée ne constitue pas une preuve supplémentaire venant appuyer cette supposition. Toutefois, elle ouvre la voie à des études éventuelles plus précises qui pourront mieux cerner les limites de l'influence du couvert végétal pour la cartographie de l'humidité du sol à l'aide des données RADARSAT.

CHAPITRE VIII

CONCLUSION

L'humidité du sol est un élément fort influent sur le cycle hydrologique. Elle contrôle le ruissellement, l'infiltration de même que l'évapotranspiration qui y sont intégrés. Elle est un paramètre de première importance pour le suivi de la croissance des cultures, la modélisation hydrologique et autres applications relevant des domaines de l'hydrologie, de la météorologie ou de l'agriculture. Puisque l'humidité superficielle varie de façon considérable dans le temps et dans l'espace, il est très difficile de la caractériser de façon précise. Les méthodes de mesure in situ par gravimétrie sont limitées et ne peuvent donc pas fournir l'information spatiale continue concernant la teneur en eau du sol, qu'il est surtout nécessaire d'incorporer à des modèles hydrologiques distribués. Toutefois, le suivi à grande échelle de la variation spatiale et temporelle de l'humidité superficielle des sols semble pouvoir être avantageusement effectué par le biais de la télédétection. En effet, les images satellites prises dans la gamme des micro-ondes sont entre autres modulées par la présence d'eau en plus ou moins grande quantité sur un territoire donné. Comme ces images peuvent être acquises par satellite, les régions qu'elles couvrent sont très vastes tout en présentant une résolution spatiale relativement fine. Les régions d'intérêt peuvent être survolées fréquemment de sorte que le suivi des changements temporels peut se faire facilement.

Le but premier de ce projet de recherche était d'élaborer et de vérifier une méthodologie visant la cartographie de l'humidité superficielle du sol à l'aide des images prises par le satellite RADARSAT. Ce dernier est configuré à l'aide des paramètres optimaux pour la détection de l'humidité du sol. La région à l'étude était une portion du bassin versant de la rivière Châteauguay, presque entièrement comprise à l'intérieur du sous-bassin de la rivière des Anglais, au sud de Montréal. L'acquisition des données de télédétection s'est faite au cours de 7 survols du territoire, entre mai et novembre 1998.

Cet ouvrage a donc présenté les données numériques et de terrain acquises en vue, d'une part, de l'évaluation de l'humidité du sol à l'échelle d'un bassin versant et d'autre part, de la vérification des résultats obtenus. Suite à leur obtention, ces données ont dû subir une série de transformations nécessaires à leur utilisation ultérieure à des fins de modélisation ou de vérification. Les différentes étapes de traitement des données ont également été abordées dans ce rapport.

Tout indique que les moyennes des résultats obtenus lors des mesures d'humidité et de rétrodiffusion sur le terrain, étaient représentatives des conditions qui y prévalaient alors. L'écart-type associé aux moyennes des valeurs d'humidité sur les différents champs était faible et souvent inférieur à la précision des appareils utilisés. La variabilité de la teneur en eau à l'échelle du champ était donc relativement peu élevée. Quant aux valeurs de rétrodiffusion, le géoréférencement précis combiné au processus minutieux utilisé pour les extraire des images, en ont assuré la validité. Les dimensions diverses des champs n'ont pas semblé affecter l'écart-type associé à la moyenne des valeurs de rétrodiffusion pour chacun d'eux. La variabilité de ce paramètre a pu être principalement attribuée aux variations spatiales d'humidité et de rugosité de surface.

D'autre part, les résultats obtenus lors de la mesure de la rugosité de surface indiquent que la méthode employée pour l'évaluer était inadéquate pour certaines conditions précises de terrain. Surtout dans le cas de labours grossiers, les 2 profils (longitudinal et transversal) de terrain relevés sur place étaient souvent peu représentatifs de la rugosité à l'échelle des champs. Comme le relief associé aux mottes de terre était bien souvent du même ordre de grandeur que celui de la longueur du profil, la rugosité de surface n'était mesurée que sur une portion limitée du sol dont l'aspect n'était pas nécessairement typique du reste de la surface. Cette source d'erreur explique en très grande partie l'écart noté entre les valeurs de rétrodiffusion mesurées et celles calculées

ultérieurement à l'aide d'un modèle. Des mesures similaires de rugosité effectuées dans le futur sur des champs très grossièrement labourés, auraient donc avantage à utiliser un profil plus long digitalisé à des intervalles plus petits, afin de la caractériser adéquatement. À titre d'exemple, Beaudoin et al. (1990) ont effectué des mesures précises de rugosité sur des champs présentant une perturbation périodique de la surface du sol. Pour ce faire, ils ont relevé les profils longitudinal et transversal du sol à l'aide d'un appareil électronique destiné à cette fin, sur une longueur de 3 m et à des intervalles de 1 cm. Ainsi, bien que la méthode employée dans cette étude pour la mesure de la rugosité ait été utilisée avec succès dans une recherche antérieure (Leconte et al., 1998), les conditions particulières rencontrées dans plusieurs champs auraient idéalement nécessité un relevé davantage précis des profils dans les deux directions.

Une fois la validité des mesures évaluée, il était nécessaire de vérifier l'existence du lien entre la rétrodiffusion radar et l'humidité superficielle dans les 5 premiers centimètres du sol puisque cette relation constitue la base de toute méthodologie visant l'évaluation de l'humidité du sol à l'aide de l'imagerie satellitaire prise dans la gamme des micro-ondes. Ceci constituait le premier objectif spécifique à atteindre. Ainsi, les analyses de corrélations effectuées scène à scène, à partir de mesures moyennes de rétrodiffusion et de teneur en eau pour toute la région étudiée, ont clairement montré l'existence d'une relation linéaire entre ces deux paramètres considérés sur une base régionale ($R=0,83$). La relation linéaire était moins évidente lorsque la rétrodiffusion et l'humidité étaient corrélées pour chacun des champs pris individuellement ($R=0,44$). Ces résultats auraient cependant été grandement améliorés si les effets de la rugosité, des sillons et de la végétation avaient été pris en compte.

Des analyses de corrélation effectuées est ressorti un constat intéressant selon lequel la végétation aurait un effet négligeable sur la rétrodiffusion radar. Ce résultat est issu de la comparaison des valeurs de rétrodiffusion de 2 scènes pour lesquelles l'humidité

superficielle était très similaire tandis que le couvert végétal, lui, différait beaucoup. L'utilisation de la bande C et de la polarisation HH du signal radar, de même que le choix d'un angle d'incidence faible, ont donc permis de minimiser l'influence du couvert végétal sur la rétrodiffusion.

Par ailleurs, la méthodologie développée en vue de l'évaluation de l'humidité du sol sur un bassin versant, repose sur l'utilisation de 2 modèles. Le premier, l'algorithme de Dubois et al. (1995), relie la rétrodiffusion d'une surface donnée à ses caractéristiques influentes qui sont la rugosité, h , et la constante diélectrique du matériel, ainsi qu'aux paramètres associés au capteur qui sont l'angle d'incidence et la longueur d'onde. Cette dernière est traduite dans l'équation à travers le nombre d'onde. Le modèle de Dubois et al. (1995) est un modèle semi-empirique qui présente l'immense avantage de ne pas inclure la longueur de corrélation, excessivement difficile à mesurer de façon précise, dans son expression. De plus, l'algorithme est valide même en présence d'un certain couvert végétal ($NDVI < 4$). Comme le modèle de Dubois et al. (1995) est fonction de la constante diélectrique de la surface et non pas de la teneur en eau dont elle est tributaire, il a été nécessaire d'avoir recours à un second modèle pouvant mettre ces deux paramètres en relation. Le modèle de Brisco et al. (1992), retenu principalement pour sa simplicité, est donc la seconde expression qui a été utilisée à l'intérieur de la méthodologie visant la cartographie de l'humidité.

Ainsi, à partir d'une image pour laquelle la teneur en eau pouvait être estimée sur l'ensemble du territoire, les valeurs de rugosité associées à chacun des pixels de la scène ont été calculées. Tout d'abord, la valeur de constante diélectrique relative à la teneur en eau sur le terrain a été trouvée à l'aide de l'expression de Brisco et al. (1992), puis elle a été incorporée dans le modèle de Dubois et al. (1995) avec les différentes valeurs de rétrodiffusion afin d'en déduire la rugosité pour chacun des pixels du bassin. La carte de rugosité ainsi produite, valide pour une saison entière, a ensuite été utilisée

pour le calcul des valeurs de constante diélectrique, puis de teneur en eau pour chacune des 6 images restantes par l'application adéquate des 2 mêmes modèles.

La méthodologie développée dans cet ouvrage pour la cartographie de l'humidité du sol à l'échelle d'un bassin versant, constitue une approche nouvelle et fort prometteuse qui diffère grandement des méthodes suggérées ou explorées jusqu'à présent dans la littérature scientifique. Certaines études ont évalué la possibilité d'avoir recours à l'interpolation spatiale ou à l'analyse multi-temporelle pour la cartographie de l'humidité à l'aide des images de télédétection (Biftu et Gang, 1999; Rotunno Filho et al., 1995; Verhoest et Troch, 1998). Contrairement à celles-ci, la méthodologie élaborée dans cet ouvrage est simple et repose sur l'utilisation d'une image de base à partir de laquelle l'estimation de la rugosité à l'échelle du territoire peut être effectuée.

Afin d'évaluer l'humidité du sol à l'échelle du bassin versant de la rivière des Anglais, le second objectif spécifique a été atteint, soit la production d'une carte de rugosité. Les écarts parfois importants entre les valeurs de rugosité mesurées et celles déduites de l'image du 13 juillet à partir du modèle de Dubois et al. (1995), ont pu être expliquées en grande partie par la représentativité plus ou moins grande des profils de sols relevés dans plusieurs champs, tel que discuté antérieurement. Lorsqu'elles ont été comparées aux valeurs de rugosité obtenues à l'aide du modèle PO, les rugosités calculées avec l'autre modèle se sont avérées très semblables à celles obtenues avec le modèle théorique, en utilisant des longueurs de corrélation variant entre 5 et 6 cm. De plus, les rugosités calculées à partir des modèles de Dubois et al. (1995) et PO sont demeurées constantes pour les 7 acquisitions. Ceci confirme la justesse de l'approche qui supposait que la rugosité demeurerait inchangée sur le territoire pour toute la saison.

À partir de la carte de rugosité déduite de l'image du 13 juillet, et des 6 autres images, il a été possible de remplir le troisième objectif spécifique visant la production de cartes

d'humidité du territoire, par l'application des modèles de Dubois et al. (1995) et Brisco et al. (1992) à ces données. Dans l'ensemble, les cartes à haute résolution ont permis de discerner assez facilement les patrons de drainage présents à l'intérieur de ce secteur agricole. Les résultats obtenus à partir de l'image du 26 mai étaient toutefois médiocres. Une erreur survenue lors de la calibration de celle-ci est fort probablement la cause de cette faible performance.

La justesse des résultats obtenus à l'échelle du bassin versant a été confirmée par la corrélation effectuée entre la moyenne des valeurs d'humidité mesurée sur tous les champs pour chacune des dates d'acquisition, et la moyenne des valeurs d'humidité calculées pour chaque date sur l'ensemble des surfaces agricoles. Le coefficient de corrélation de 0,96 indique l'excellente correspondance entre les valeurs de teneur en eau mesurées et celles obtenues à l'aide de la méthodologie développée. Celle-ci permettrait donc d'évaluer efficacement l'humidité superficielle du sol à l'échelle d'un bassin versant en vue, par exemple, d'une simulation hydrologique réalisée sur ce dernier à l'aide d'un modèle distribué.

Finalement, la modélisation supplémentaire effectuée à l'aide du « cloud-model » (Attema et Ulaby, 1978) n'a pas permis de confirmer clairement l'effet négligeable de la végétation sur le signal rétrodiffusé dans les conditions prévalant lors de l'étude. Bien qu'une tendance à la surestimation de la rétrodiffusion ait pu être décelée dans l'analyse de corrélation effectuée entre les valeurs mesurées et celles calculées par le modèle, il n'a pas été possible d'attribuer principalement ce phénomène à une réelle surestimation de l'effet de la végétation. Des facteurs tels la faible précision des hauteurs de végétation, la variabilité spatiale naturelle de la rétrodiffusion ou encore l'application de la correction de 2 dB pour tenir compte de l'effet des sillons, ont pu également avoir un effet sur la rétrodiffusion calculée qui soit d'un ordre de grandeur comparable à celui de la végétation sur la rétrodiffusion mesurée. Dans l'hypothèse que

le couvert végétal n'ait qu'une faible influence sur celle-ci, il n'était donc pas possible de discerner précisément la contribution respective de chacun de ces facteurs.

En conclusion, les images prises dans la gamme des hyperfréquences se sont avérées être un outil très efficace pour la cartographie de l'humidité du sol à l'échelle d'un bassin versant, comme le prouvent la validité des résultats obtenus. La méthodologie développée dans cette étude repose sur le calcul préalable de la rugosité sur toute sa surface à partir d'une seule image, à l'aide de l'algorithme de Dubois et al. (1995). Elle constitue une approche innovatrice fort prometteuse en particulier pour le domaine de la modélisation hydrologique. En effet, les cartes d'humidité produites suite à son application aux données RADARSAT, peuvent servir de base à la production de données d'entrées pour les modèles distribués. C'est d'ailleurs cette avenue qu'ont explorée Rheault et al. (1999) qui ont utilisé les cartes d'humidité superficielle créées dans cette étude pour évaluer l'humidité du sol jusque dans la zone des racines, pour ensuite incorporer ces résultats au modèle hydrologique CASC2D. Ils ont trouvé que les cartes d'humidité du sol dérivées des données RADARSAT présentaient une meilleure résolution et montraient mieux les patrons d'humidité à l'échelle locale que celles produites par le modèle suite à une simulation de 24 heures. Ainsi, les cartes d'humidité dérivées des données de télédétection ne peuvent qu'améliorer la précision des modèles hydrologiques distribués sans compter qu'elles constituent une référence de premier choix à utiliser lors de leur calibration.

Cette étude constitue donc un pas en avant dans le domaine de la télédétection appliquée au domaine de l'hydrologie. Sa réalisation ouvre entre autres la voie à l'utilisation éventuelle des données RADARSAT à des fins de modélisation hydrologique en temps réel. Toutefois, des recherches supplémentaires seraient nécessaires afin de caractériser de manière plus précise l'influence de la végétation sur le signal rétrodiffusé lors de l'évaluation de la teneur en eau superficielle via l'algorithme de Dubois et al. (1995). De plus, l'effet de la structure caractéristiques des

sols argileux qui s'assèchent sur la rétrodiffusion radar, mériterait d'être clarifié. Compte tenu des avantages inhérents à l'utilisation des données radar et de leur disponibilité grandissante, de telles explorations ne pourraient que faciliter et améliorer l'utilisation possible sur une base régulière de cette source d'information pour le suivi spatial et temporel de l'état hydrique du sol.

RÉFÉRENCES

ATTEMA, E.P.W. et ULABY, F.T. (1978). Vegetation modelled as a water cloud. Radio Science, vol. 13, no.2, pp. 357-364.

AVENDANO, F. (1999). Utilisation d'un simulateur de pluie pour la conception d'un banc d'essai des processus hydrologiques et études d'érosion et d'infiltration. Projet d'application de maîtrise, École de technologie supérieure, Montréal, Qué., 275 p.

BARIL, R. et MAILLOUX, A. (1950). Etude pédologique des sols du comté de Châteauguay. Ministère de l'agriculture, Division des sols, École Supérieure d'agriculture : Ste-Anne-de-la-Pocatière, Québec, Qué., 125 p.

BEAUDOIN, A., LETOAN, T. et GWYN, Q.H.J. (1990). SAR observations and modelling of the C-Band backscatter variability due to multiscale geometry and soil moisture. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, vol. 28, no. 5, pp. 886-895.

BERNARD, R., VIDAL-MADJAR, D., BAUDIN, F. et ST-LAURENT, G. (1982). C-band radar for determining surface soil moisture. Remote Sensing Environment, vol. 12, pp.189-200.

BIFTU, G.F. et GAN, T.Y. (1999). Retrieving near-surface soil moisture from RADARSAT SAR data. Water Resources Research, vol. 35, no.5, pp. 1569-1579.

BOISVERT, J.B., CREVIER, Y. et PULTZ, T.J. (1996). Estimation régionale de l'humidité du sol par télédétection. Canadian Journal of Soil Science, vol. 76, p. 325-334.

BONN, F. et ROCHON, G. (1992). Précis de télédétection - volume I : Principes et méthodes. Presses de l'Université du Québec, Sillery, Qué., 485 p.

BRISCO, B., PULTZ, T.J., BROWN, R.J., TOPP, G.C., HARES, M.A. et ZEBCHUK, W.D. (1992). Soil moisture measurement using portable dielectric probes and Time Domain Reflectometry. Water Resources Research, vol. 28, no. 5, pp. 1339-1346.

BRUCKLER, L. et WITONO, H. (1989). Use of remotely sensed soil moisture content as boundary conditions in soil-atmosphere water transport modeling – 2 : Estimating soil water balance. Water Resources Research, vol. 25, pp. 2437-2447.

BYU, Engineering Computer Graphics Laboratory (1997). Watershed Modeling System WMS v. 5.0 - Reference manual. Brigham Young University, Provo, US, 440 p.

CAUMARTIN, J. (1996). Le bassin de la rivière Châteauguay : État de l'écosystème aquatique – Rapport synthèse. Ministère de l'environnement et de la faune : Québec; Environnement Canada : Ottawa, 50 p.

CHANZY, A. (1991). Modélisation simplifiée de l'évaporation d'un sol nu utilisant l'humidité et la température de surface accessible par télédétection. Thèse de doctorat, Institut national agronomique Paris-Grignon, 221 p.

CHOW, V.T., MAIDMENT, D.R. et MAYS' L.W. (1988). Applied hydrology, McGraw-Hill, New York, 572 p.

COGNARD, A.-L., LOUMAGNE, C., NORMAND, M., OLIVIER, P., OTTLÉ, C., VIDAL-MADJAR, D., LOUAHALA, S. et VIDAL, A. (1995). Evaluation of the ERS 1-synthetic aperture radar capacity to estimate surface soil moisture : Two-year results over the Naizin watershed. Water Resources Research, vol. 31, no.4, pp. 975-982.

COLWELL, R.N. (1983). Manual of remote sensing - v. 1 : Theory, instruments, and techniques, 2^{ième} édition, American Society of Photogrammetry, Falls Church, Va., 1231 p.

COSTES, F., CHENERIE, I., LE TOAN, T., BOUDIER, N. et LEMORTON, J. (1994). On the statistical characterization of random rough surfaces for backscattering models. Progress In Electromagnetic Research Symposium (PIERS) 1994, 11-15 juillet 1994, ESA, Noordwijk, Pays-Bas.

DAWSON, M.S., FUNG, A.K. et MANRY, M.T. (1997). A robust statistical-based estimator for soil moisture retrieval from radar measurements. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, vol. 35, no.1, pp. 57-66.

DELTA-T DEVICES (1998). ThetaProbe soil moisture sensor, type ML2 - manuel de l'utilisateur, Delta-T Devices Ltd, Cambridge, U.K., 20p.

DESMEULES, J., et GÉLINAS, J.-P. (1981). Caractéristiques physiques et démographiques, eaux de surface , bassin versant de la rivière Châteauguay. Programme de connaissances intégrées, E.F.-3, Ministère de l'environnement, Direction générale des inventaires et de la recherche, Québec, Qué., 66p.

DOBSON, M.C et ULABY, F.T. (1981). Microwave backscatter dependance on surface roughness, soil moisture, and soil texture : Part III – Soil tension. IEEE Transactions on Geoscience Electronics, vol. GE-19, pp. 51-61.

DOBSON, M.C. et ULABY, F.T. (1986). Active microwave soil moisture research. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, vol. GE-24, pp. 23-36.

DUBOIS, P.C., RIGNOT, E. et VAN ZYL, J.J. (1992). Direction angle sensitivity of agricultural field backscatter with AIRSAR data. IEEE IGARSS Dig., vol. 2, pp. 1680-1682.

DUBOIS, P.C., VAN ZYL, J. et ENGMAN, T. (1995). Measuring soil moisture with imaging radars. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, vol. 33, no. 4, pp. 915-926.

ELACHI, C. (1987). Introduction to the physics and techniques of remote sensing. John Wiley & Sons, New York, Toronto, 413 p.

ENGMAN, E.T. et WANG, J.R. (1987). Evaluating roughness models of radar backscatter. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, vol. GE-25, no.6, p.709-713.

FUNG, A.K., LI, Z. et CHEN, K.S. (1992). Backscattering from a randomly rough dielectric surface. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, vol. 30, pp. 356-369.

FUNG, A.K. et CHEN, K.S. (1995). A validation of the IEM surface scattering model. International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS) 1995, partie 2 (de 3), 10-14 juillet 1995, Firenze, Italie, vol. 2, pp. 933-935.

GENG, H., GWYN, Q.H.J., BRISCO, B., BOISVERT, J. et BROWN, R.J. (1996). Mapping of soil moisture from C-band radar images. Journal canadien de télédétection, vol. 22, no.1, pp. 117-126.

HALLIKAINEN, M.T., ULABY, F.T., DOBSON, M.C., EL-RAYES, M.A. et WU, L.-K. (1985). Microwave dielectric behavior of wet soil – Part I : Empirical models and experimental observations. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, vol. GE-23, no.1, pp. 25-33.

HORD, R.M. (1986). Remote sensing : methods and applications. Wiley and Sons, New York, NY, 362 p.

IJJAS, G., RAO, K.S. et RAO, Y.S. (1991). Efficiency of 1.4 and 2.7 GHz radiometers data for the retrieval of soil moisture profile. International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS) 1991, 3-6 juin 1991, Espoo, Finlande, vol. 2, pp. 765-768.

JACKSON, T.J., McNairn, H., WELTZ, M.A., BRISCO, B. et BROWN, R.J. (1997). First order surface roughness correction of active microwave observations for estimating soil moisture. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, vol. 35, no.4, pp. 1065-1069.

KUX, H.J.H., MÁXIMO, O.A. et STEIN, T.I (1998). Feasability on the use of JERS-1/SAR data for soil moisture prediction models. International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS) 1998, 6-10 juillet 1998, Seattle, Washington, vol. 5, pp. 2600-2602.

LANG, R. et SIDHU, J. (1983). Electromagnetic backscattering from a layer of vegetation : a discrete approach. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, vol. GE-21, pp. 62-71.

LAPOINTE, D. (1980). Eaux de surface, bassin versant de la rivière Châteauguay. Programme de connaissances intégrées, E.F.-1, Ministère des Richesses Naturelles, Direction générale des eaux, Québec, Qué., 78 p.

LECONTE, R., BRISSETTE, F. et GALARNEAU, M. (1998). Utilisation of RADARSAT data for snow, ice jams and flood monitoring at the watershed scale. Rapport final relatif au contrat no. NRCan-96-0141, 84 p.

LLAMAS, J. (1993). Hydrologie générale, principes et applications. 2^{ième} édition, Gaëtan Morin éditeur, Ste-Foy, Qué., 656 p.

MAIDMENT, D.R. ed. (1992). Handbook of hydrology. McGraw-Hill, New York, NY

McDONALD, H.C. et WAITE, W.P. (1973). Imaging radars provide terrain texture and roughness parameters in semi-arid environments : Modern Geology, vol. 4, pp. 145-158.

MINISTÈRE DES TERRES ET FORÊTS, Service des plans d'aménagement (1973). Connaissance du milieu forestier, bassin de la rivière Châteauguay. Ministère des terres et forêts, Québec, Qué., 88 p.

NARAYANAN, R.M., PARDIPURAM, R. et RUNDQUIST, D.C. (1994). Statistical characteristics of simulated radar imagery from bare soil surfaces: effects

of surface roughness and soil moisture variability. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, vol. 32, no. 1, pp. 159-167.

NEUSCH, T. et STIES, M. (1999). Application of the Dubois-model using experimental synthetic aperture radar data for the determination of soil moisture and surface roughness. ISPRS Journal of Photogrammetry & Remote Sensing, vol. 54, pp. 273-278.

NORMAND, M., GALLE, S., BÉNALLÈGUE, M., DECHAMBRE, M., TACONET, O., VIDAL-MADJAR, D. et PRÉVOT, L. (1991). Télédétection en hyperfréquences actives et état hydrique superficiel du sol du sol, la campagne Agriscatt'88 sur le bassin de l'Orgeval. Proceedings of the 5th international colloquium – physical measurements and signatures in remote sensing, Courchevel, France, 14-18 janvier 1991, pp. 297-300.

OEVELEN, P.J. et HOEKMAN, D.H. (1999). Radar backscatter inversion techniques for estimation of surface soil moisture : EFEDA-Spain and HAPEX-Sahel case studies. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, vol. 37, no.1, pp.113-123.

OH, Y., SARABANDI, K. et ULABY, F.T. (1992). An empirical model and an inversion technique for radar scattering from bare soil surfaces. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, vol. 30, no.2, pp. 370-381.

PCI (1995). GCPWorks, version 6.0 - Reference manual, , PCI, Ontario, 135 p.

PCI (1996). Pace SAR Sigma, version 6.0 – User manual. PCI, Ontario, 23 p.

PEAKE, W.H. et OLIVIER, T.L. (1971). The response of terrestrial surfaces at microwave frequencies, Ohio State University Electroscience Lab., 2440-7, rapport technique AFAL-TR-70-301, Columbus, Ohio.

PULTZ, T.J., CREVIER, Y., BROWN, R.J. et BOISVERT, J. (1997). Monitoring Local Environmental Conditions with SIR-C / X-SAR. Remote Sensing Environment, vol. 59, pp. 248-255.

RAO, K.S., RAJU, S. et RAO, Y.S. (1991). Model for the retrieval of soil moisture and surface roughness parameters from multifrequency backscattering coefficients. International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS) 1991, 3-6 juin 1991, Helsinki, Finland, vol. 2, pp. 397-400.

RHEAUT, M., LECONTE, R. et BRISSETTE, F. (1998a). Utilisation of RADARSAT data in integrated watershed management. Proposal submitted to the Canada centre for remote sensing as part of an RDDP unsolicited proposal program, mars 1998, 14 p.

RHEAULT, M., OUELLET, I., LECONTE, R., BRISSETTE, F. et GALARNEAU, M. (1998b). Utilisation of RADARSAT in integrated watershed management : progress report. Progress report II submitted to the Canada centre for remote sensing as part of an RDDP unsolicited proposal program, juillet 1998, 9 p.

RHEAULT, M., OUELLET, I., LECONTE, R., BRISSETTE, F. et GALARNEAU, M. (1999). Utilisation of RADARSAT data in integrated watershed management. Final report submitted to the Canada Centre for Remote Sensing as part of an RDDP Unsolicited Proposal Program, April 1999, 40 p.

ROTUNNO FILHO, O.C., SOULIS, E.D., KOUWEN, N., ABDEH-KOLAHCHI, A., PULTZ, T.J. et CREVIER, Y. (1995). Soil moisture pasture fields using ERS-1 SAR data : preliminary results. Journal canadien de télédétection, vol. 22, no.1, pp. 95-107.

ROY, L. (1999). Évolution du risque hydrologique sur le bassin versant de la rivière Châteauguay. Projet d'application de maîtrise, École de technologie supérieure, Montréal, Qué., 165 p.

SAATCHI, S.S., MOGHADDAM, M., MCDONALD, K. et DURDEN, S. (1994). Microwave backscattering from forest canopies. International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS) 1994, 8-12 août, Pasadena, California, USA, vol. 1, p 547.

SABINS, F.F. (1978). Remote sensing : principles and interpretation. W.H. Freeman, San Francisco, 426 p.

SHI, J., VAN ZYL, J.J., SOARS, J.V. et ENGMAN, E.T. (1992). Development of soil moisture retrieval algorithm for L-Band SAR measurements. International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS) 1992, 26-29 mai 1992, Houston, Texas (USA), vol. 1, pp. 495-497.

SHI, J., SOARES, J.V., HESS, L., ENGMAN, E.T., et VAN ZYL, J.J. (1991). SAR-derived soil moisture measurements for bare fields. International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS) 1991, 3-6 juin 1991, Espoo, Finlande, vol. 2, pp. 393-396.

SOILMOISTURE (1990). Trase System I, operating instructions. Soilmoisture equipment corp., Santa Barbara, CA, USA, 54 p.

THIBAUT, D., BILODEAU, L., BRIAND, M.-H., LECONTE, R. et OUELLET, I. (1996). Suivi du couvert de glace à l'aide de l'imagerie satellitaire RADARSAT-1, Phase 1. Rapport présenté au service Gestion de la Technologie, Hydro-Québec, 74 p.

TREVETT, J.W. (1986). Imaging radar for resources surveys. Chapman and Hall, London, NY, 313 p.

ULABY, F.T. et BATLIVALA, P.P. (1976). Optimum radar parameters for mapping soil moisture. IEEE Transactions on Geoscience Electronics, vol. GE-14, no.2, pp. 81-93.

ULABY, F.T., BATLIVALA, P.P. et DOBSON, M.C. (1978). Microwave backscatter dependance on surface roughness, soil moisture, and soil texture : Part I – bare Soil. IEEE Transactions on Geoscience Electronics, vol. GE-16, no.4, pp. 286-295.

ULABY, F.T., BRADLEY, G.A. et DOBSON, M.C. (1979). Microwave backscatter dependance on surface roughness, soil moisture, and soil texture : Part II – Vegetation covered soil. IEEE Transactions on Geoscience Electronics, vol. GE-17, pp. 33-40.

ULABY, F.T., DUBOIS, P.C. et VAN ZYL, J.J. (1996). Radar mapping of surface soil moisture. Journal of Hydrology, no.184, pp. 57-84.

ULABY, F.T., MOORE, R.K. et FUNG, A.K. (1981). Microwave remote sensing : active and passive – vol. I: Microwave remote sensing fundamentals and radiometry. Addison-Wesley Publishing Company, Reading, Massachusetts, 456 p.

ULABY, F.T., MOORE, R.K. et FUNG, A.K. (1982). Microwave remote sensing : active and passive – vol. II : Radar remote sensing and surface scattering and emission theory. Addison-Wesley Publishing Company, Reading, Massachusetts, 456 p.

ULABY, F.T., MOORE, R.K. et FUNG, A.K. (1986). Microwave remote sensing : active and passive – vol. III : From theory to applications. Artech House, Norwood, Massachusetts, 1097 p.

ULABY, F.T., KOUYATE, F., FUNG, A.K. et SIEBER, A.J. (1982) Backscattering model for a randomly perturbed periodic surface. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, vol. 20, pp. 518-528.

VERHOEST, N.E.C. et TROCH, P.A. (1998). Mapping basin scale variable source areas from multitemporal remotely sensed observations of soil moisture behavior. Water Resources Research, vol. 34, no. 12, pp. 3235-3244.

WANG, J.R., ENGMAN, E.T., SHIUE, J.C., RUSEK, M. et STEINMEIER, C. (1986). The SIR-B observations of microwave backscatter dependance on soil moisture, surface roughness, and vegetation covers. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, vol. GE-24, no.4, pp. 510-516.

WERLE, D. (1988). Télédétection par radar – manuel de formation. Centre canadien de télédétection, Dendron Resource Surveys LTD, Ottawa, Ont.

XU, Q.P., BOISVERT, J.B., TREMBLAY, N., BONN, F. et BROWN, R.J. (1998). Évaluation des hyperfréquences pour le suivi de la teneur en eau et des cultures dans les histosols, Journal canadien de télédétection, vol. 24, no.1, pp. 43-52.

BIBLIONET

ASC (1998*). Agence spatiale canadienne, Information RADARSAT, Document internet.

<http://www.radarsat.space.gc.ca/>

CCT (1998*). Centre canadien de télédétection, Cours tutoriels de télédétection, Notions fondamentales de télédétection, Document internet

<http://www.ccrs.nrcan.gc.ca/ccrs/eduref/tutorial/tutorf.html>

NASA/GSFC (1999*). North American Space Agency, Goddard Space Flight Center : The Remote Sensing Tutorial, Document internet.

<http://rst.gsfc.nasa.gov/Front/tofc.html>

UQCN (1999*). *Société de conservation et d'aménagement du bassin de la rivière Châteauguay (SCABRIC)*. Union québécoise pour la conservation de la nature, Répertoire des organismes de gestion de rivières et du fleuve St-Laurent au Québec, Document internet.

http://ecoroute.uqcn.qc.ca/frq/res_or/scabric.htm

ANNEXE I

PHOTOGRAPHIES AÉRIENNES UTILISÉES

Tableau AI.1

Identification des photographies aériennes utilisées pour la localisation
des champs à l'étude

Numéro du champ	Photographies aériennes		
	Ligne de vol	No. photographie	Date
27	Q94130	193	6 août 1994
28	Q94131	31	6 août 1994
29			
30	Q94137	22	12 août 1994
31			
32	Q94131	31	6 août 1994
33	Q94137	26	12 août 1994
34			
35	Q94137	28	12 août 1994
36			
37			
38	Q94131	27	6 août 1994
39	Q94130	191	6 août 1994
40	Q94130	105	6 août 1994
41	Q94130	191	6 août 1994
42	Q94130	105	6 août 1994
43	Q94130	41	6 août 1994
44	Q94128	12	1 ^{er} août 1994
45			
46			
47	Q94130	45	6 août 1994
48	Q94130	105	6 août 1994
49	Q94130	107	6 août 1994
50	Q94131	35	6 août 1994

ANNEXE II**DONNÉES DE TERRAIN**

Tableau AII.1 :
Relevé du 2 mai 1998

No. champ	Heure	No. zone	m ₁₁ (m ³ /m ³)	m ₁₂ (m ³ /m ³)	d (cm)	Commentaires
27	16h20 à 16h40 pluie légère	1	0,303	0,316	2	Sol partiellement dégagé
			0,234			
			0,306	0,335	2	
			0,304	0,32	2	
		2	0,294	0,291	3	Pelouse
			0,324	0,311	2	
			0,327	0,307	2	
		3	0,277	0,316	2	Partiellement couvert
			0,297	0,313	2	
			0,282	0,282	2	
		4	0,262			Partiellement couvert
			0,313	0,326	2	
			0,366	0,347	2 (herbe)	
		5	0,342	0,327		Complètement couvert
			0,29	0,335	2-3	
			0,365	0,356	2-3	
			0,303	0,268	2-3	
		6	0,284	0,336	2	Partiellement couvert
			0,392	0,348	2	
			0,349	0,331	2	
			0,338	0,323	2	
28		1	0,22			Mottes argileuses travaillées
			0,22			
			0,231			
		2	0,231	0,26	2	
			0,272	0,276	2	
			0,226	0,249	2	
		3	0,247			
			0,173			
			0,226			
			0,263			
		4	0,237			
			0,21			
			0,22			
		5	0,221			
			0,174			
			0,196			
			0,226			

Tableau AII.1 (suite):

Relevé du 2 mai 1998

No. champ	Heure	No. zone	m_{11} (m^3/m^3)	m_{12} (m^3/m^3)	d (cm)	Commentaires
29		1	0,273			Pâturage, même type que les autres Zone 3: moins de végétation
			0,294			
			0,368			
			0,313			
		2	0,249			
			0,291			
			0,267			
			0,348			
		3	0,253	0,273	1	
			0,296	0,284	1	
			0,246	0,239	1	
		4	0,301			
			0,255			
			0,28			
			0,329			
		5	0,323			
			0,279			
			0,311			
			0,348			
30		1	0,278			Pâturage Végétation environ 10 cm de hauteur
			0,243			
			0,357			
			0,284			
		2	0,32			
			0,291			
			0,312			
			0,254			
		3	0,223			
			0,267			
			0,218	0,268		
			0,274			
		4	0,258			
			0,29			
			0,346			
		5	0,228			
			0,313			
			0,342			

Tableau AII.1 (suite):

Relevé du 2 mai 1998

No. champ	Heure	No. zone	m ₁ (m ³ /m ³)	m ₂ (m ³ /m ³)	d (cm)	Commentaires
31	—	1				Aucun relevé effectué car problèmes d'identification et en retard sur l'horaire
		2				
		3				
		4				
		5				
32	—	1	0,294			Champ de fèves, restes de plants non ramassés, nombreux Zones 4 et 5: moins de plants non ramassés
			0,246			
			0,228	0,238	1	
		2	0,213			
			0,164			
			0,226	0,204	1	
		3	0,232			
			0,234			
			0,227	0,226	1	
		4	0,209			
			0,216			
			0,175	0,274	1	
		5	0,201	0,249	1	
			0,219	0,223	1	
			0,185	0,252	1	

Tableau AII.1 (suite):

Relevé du 2 mai 1998

No. champ	Heure	No. zone	m ₁ (m ³ /m ³)	m ₂ (m ³ /m ³)	d (cm)	Commentaires
33	—	1	0,282			Pâturage Pas de croûte, peu ou pas de différence en enlevant le premier centimètre
			0,315			
			0,215			
			0,31			
		2	0,283			
			0,401			
			0,38			
			0,44			
		3	0,377			
			0,302			
			0,305			
			0,354			
		4	0,312			
			0,372			
			0,333			
			0,35			
		5	0,254			
			0,273			
			0,305			
			0,254			
34	—	1	0,373			Champ similaire au champ no.36 Trop difficile de définir une zone de surface compte tenu de la nature argileuse du sol Légère bruine
			0,423			
			0,288			
			0,415			
		2	0,222			
			0,282			
			0,25			
			0,343			
		3	0,29			
			0,349			
			0,24			
			0,324			
		4	0,393			
			0,317			
			0,327			
			0,209			
		5	0,302			
			0,293			
			0,335			

Tableau AII.1 (suite):

Relevé du 2 mai 1998

No. champ	Heure	No. zone	m ₁₁ (m ³ /m ³)	m ₁₂ (m ³ /m ³)	d (cm)	Commentaires
35		1	0,277			Creux de sillon, végétation non définie
			0,311			
			0,329			
		2	0,239	0,26	1	Dessus de crête
			0,239	0,262	1	
			0,22	0,276	1	
		3	0,253	0,298	1	Creux de sillon, un côté du sillon plus humide en surface, croûte environ 1 cm
			0,265	0,272	1	
			0,227	0,251	1	
		4	0,298	0,264	1	Creux de sillon
			0,277	0,325	1	
			0,273	0,304	1	
		5	0,214	0,232	1	Dessus de crête
			0,198	0,191	1	
			0,267	0,291	1	
		6	0,25	0,25	1	Dessus de crête
			0,169	0,257	1	
			0,171	0,23	1	
36		1	0,281			Champ similaire au no. 38, granuleux (sol argileux mais concassé en petites billes) Pluie intense
			0,241			
			0,244			
		2	0,299			
			0,282			
			0,357			
		3	0,324			
			0,281			
			0,322			
		4	0,293			
			0,317			
			0,251			
		5	0,276			
			0,372	0,410	1	
			0,363	0,417	1	
			0,329			

Tableau AII.1 (suite):

Relevé du 2 mai 1998

No. champ	Heure	No. zone	m_{s1} (m^3/m^3)	m_{s2} (m^3/m^3)	d (cm)	Commentaires
37		1	0,194			Mesures effectuées dans les zones où la végétation est manquante ou plus rare (végétation assez uniforme)
			0,206			
			0,217			
		2	0,284			
			0,383			
			0,263			
			0,282			
		3	0,243			
			0,273			
			0,266			
			0,287			
		4	0,343			
			0,321			
			0,246			
			0,301			
		5	0,326			
			0,292			
			0,352			
			0,424			
		6	0,367			
			0,260			
			0,235			
			0,273			
38		1	0 227			Sol sablonneux, peu d'argile Sol bien remué, meuble, peu cohésif Très facile d'enfoncer la sonde
			0 273			
			0 152	0 158	1	
		2	0 186			
			0,153			
			0,134			
		3	0 201			
			0 218			
			0 233			
		4	0 147			
			0 128			
			0 253			
			0 208			
		5	0 248			
			0 210			
			0 259			
			0 250			
		6	0 172			
			0 222			
			0,208			

Tableau AII.1 (suite):

Relevé du 2 mai 1998

No. champ	Heure	No. zone	m ₀₁ (m ³ /m ³)	m ₀₂ (m ³ /m ³)	d (cm)	Commentaires
39	16h45 à 17h05 pluie légère, venteux Végétation approx. 10 cm de hauteur	1	0,276	0,257	2	Couvert d'herbe partiel
			0,323	0,339	2	
			0,331	0,309	2	
		2	0,37	0,365	2	Herbe et trèfle
			0,352	0,344	2	
			0,346	0,353	2	
		3	0,465			Pente descendante en s'éloignant de la route, dépressions dans le champ, sol partiellement dénudé
			0,459			
			0,488			
		4	0,333			—
			0,366	0,368	2	
			0,264			
		5	0,331	0,327	2	Végétation, trèfle + herbe
			0,274	0,313	2	
			0,269	0,28	2	
			0,319	0,363	2	
		6	0,236	0,317	2	Paille au sol
			0,377	0,358	2	
			0,25	0,291	2	
			0,35	0,373	2	
			0,395	0,346	2	
40	17h34 à 17h56 pluvieux	1	0,348	0,394	3	—
			0,332	0,37	2	
			0,361	0,337	3	
		2	0,317	0,331	2	Sol partiellement dégagé
			0,292	0,384	2	
			0,261	0,37	2	
		3	0,238	0,27	2	—
			0,254	0,346	2	
			0,315	0,378	2	
		4	0,311	0,34	2	Herbe dense + foin séché
			0,314	0,365	2	
			0,359	0,36	2	
		5	0,403	0,401	3	Herbe dense + foin séché
			0,328	0,426	3	
			0,398	0,417	3	
			0,38	0,411	3	
		6	0,352	0,445	3	—
			0,361	0,408	3	
			0,296	0,342	3	
			0,369	0,417	3	

Tableau AII.1 (suite):

Relevé du 2 mai 1998

No. champ	Heure	No. zone	m_1 (m^3/m^3)	m_2 (m^3/m^3)	d (cm)	Commentaires
41	17h11 à 17h31 pluie légère. venteux	1	0,295	0,353	2	Herbe uniforme
			0,274	0,351	3	
			0,308	0,39	3	
		2	0,286	0,295	2-3	Herbe
			0,296	0,322	2-3	
			0,27	0,325	2	
		3	0,263	0,315	2	Herbe
			0,33	0,35	2	
			0,287	0,316	2	
		4	0,375	0,361	2	Herbe, sol partiellement couvert
			0,288	0,298	3	
			0,294	0,275	2	
			0,337	0,369	3	
		5	0,26	0,328	2	Herbe uniforme
			0,26	0,285	2	
			0,284	0,333	2	
		6	0,283	0,336	2	Herbe, sol partiellement dénudé
			0,325	0,319	2	
			0,341	0,362	3	
			0,357	0,378	3	
42	18h06 à 16h27 pluvieux. venteux	1	0,386	0,419	2	Argile compacte, herbe courte, sol partiellement couvert
			0,301	0,317	2	
			0,418	0,413	2	
			0,436	0,42	2	
		2	0,259	0,343	3	Sol plus meuble
			0,384	0,361	2	
			0,441	0,443	2	
			0,373	0,397	2-3	
		3	0,317	0,306	2	—
			0,389	0,389	2	
			0,371	0,375	2	
		4	0,382	0,374	2	Sol compact
			0,316	0,337	2	
			0,305	0,351	2	
			0,35	0,316	2	
		5	0,342	0,324	2	—
			0,392	0,365	2	
			0,392	0,375	2	

Tableau AII.1 (suite):

Relevé du 2 mai 1998

No. champ	Heure	No. zone	m_{s1} (m^3/m^3)	m_{s2} (m^3/m^3)	d (cm)	Commentaires
43	19h40 à 19h49 venteux	1	0,187	0,402	3	Champ dénudé, travaillé, meuble en surface
			0,262	0,455	3	
			0,253	0,418	3	
			0,224	0,407	3	
		2	0,355			—
			0,266			
			0,185			
			0,306			
		3	0,326	0,435	3	Note: Les données les plus faibles sont prises en haut des sillons et les valeurs les plus grandes, au creux des sillons
			0,129	0,451	4	
			0,226	0,431	3	
			0,104	0,200	4	
		4	0,084			
			0,191			
			0,091			
			0,226			
44	19h55 à 20h05	1	0,196	0,39	3	Champ travaillé, dénudé
			0,41	0,43	3	
			0,292	0,357	3	
			0,383	0,437	3	
		2	0,27			Note: Les données les plus faibles sont prises en haut des sillons et les valeurs les plus grandes, au creux des sillons
			0,304			
			0,262			
			0,239			
		3	0,397	0,447	2-3	
			0,391	0,447	2-3	
			0,243	0,363	3	
			0,183	0,412	3	
		4	0,253			
			0,359			
			0,251			
			0,237			
		5	0,287	0,343	3	
			0,11	0,266	3	
			0,249	0,348	3	
			0,268	0,315	3	

Tableau AII.1 (suite):

Relevé du 2 mai 1998

No. champ	Heure	No. zone	m_{s1} (m^3/m^3)	m_{s2} (m^3/m^3)	d (cm)	Commentaires
45		1				Pas fait de relevés faute de temps...
		2				
		3				
		4				
		5				
		6				
46	8h11 à 8h22	1	0,325	0,431	3	Champ partiellement couvert de foin séché + herbe
			0,398	0,428	3	
			0,372	0,408	3	
		2	0,353			Sol très compact
			0,341			
			0,347			
		3	0,431	0,451	2	En général : végétation approximativement 10 cm de hauteur
			0,348	0,387	2	
			0,359	0,387	2	
			0,376	0,42	2	
		4	0,218			
			0,465			
			0,271			
			0,379			
		5	0,387	0,408	3	
			0,357	0,430	3	
			0,331			

Tableau All.1 (suite):

Relevé du 2 mai 1998

No. champ	Heure	No. zone	m ₁ (m ³ /m ³)	m ₂ (m ³ /m ³)	d (cm)	Commentaires
47	18h42 à 18h56	1	0,218	0,407	2-3	Sol nu, travaillé, meuble en surface, compacté sous les traces de roues de tracteur
			0,167	0,343	3	
			0,128	0,208	3	
			0,273	0,398	3	
		2	0,162	0,285	3	
			0,158	0,298	3	
			0,178	0,362	3	
		3	0,181	0,209	3	
			0,273	0,441	3	
			0,14	0,234	3	
			0,285	0,399	3	
		4	0,127	0,289	3	
			0,107	0,118	3	
			0,333	0,374	3	
			0,227	0,296	3	
		5	0,116	0,256	3	
			0,166	0,383	3	
			0,231	0,391	3	
			0,183	0,366	3	
48	19h03 à 19h14 venteux	1	0,266	0,287	3	Champ de trèfle, argile très compacte végétation approximativement 10 cm de hauteur
			0,314			
		2	0,301			
			0,293			
			0,309			
		3	0,243			
			0,378			
			0,298	0,245	3	
		4				
		5				

Tableau AII.1 (suite):

Relevé du 2 mai 1998

No. champ	Heure	No. zone	$m_{1,1}$ (m^3/m^3)	$m_{1,2}$ (m^3/m^3)	d (cm)	Commentaires
49	19h20 à 19h30	1	0,232	0,326	3	Champ dénudé, travaillé, meuble en surface
			0,246	0,37	3	
			0,229	0,367	3	
		2	0,229			
			0,252			
			0,363			
			0,231			
		3	0,16	0,332	3	
			0,187	0,358	3	
			0,14	0,308	3	
		4	0,195			
			0,352			
			0,309			
			0,19			
		5	0,255			
			0,245			
			0,253	0,379	3	
50		1	0,314			Pâturage, similaire aux autres Petite pluie très fine
			0,286			
			0,237			
			0,286			
		2	0,263			
			0,258			
			0,21			
			0,279			
		3	0,225			
			0,258			
			0,253			
			0,248			
		4	0,332			
			0,254			
			0,298			
			0,238			
		5	0,319			
			0,257			
			0,291			
			0,233			

Tableau AII.2 :
Relevé du 26 mai 1998

No. champ	Heure	No. zone	m_{11} (m^3/m^3)	m_{12} (m^3/m^3)	d (cm)	m_{11} - TDR (%)	m_{12} - TDR (%)	d (cm)	Commentaires
27	—	1	0,116			22,6			Végétation dense (25-30 cm)
			0,137			21,6			
			0,107			21,5			
		2	0,171						
			0,232						
			0,150			20,7			
			0,161			20,3			
			0,145			18,2			
		3	0,181			19,5			
			0,162			20,4			
			0,158			20,2			
28	19h15	1	0,100	0,298	5				Champ labouré récemment Absence de végétation
			0,222	0,333	5				
			0,137	0,295	5				
			0,123	0,394	5				
		2	0,260	0,361	5				
			0,204	0,399	5				
			0,206	0,400	5				
		3	0,152	0,342	5				
			0,189	0,320	5				
			0,202	0,268	5				
			0,122	0,318	5				
		4	0,079	0,335	5				
			0,059	0,292	5				
			0,122	0,303	5				
			0,128	0,268	5				
		5	0,080	0,304	5				
			0,157	0,336	5				
			0,141	0,377	5				
			0,125	0,296	5				

Tableau AII.2 (suite):

Relevé du 26 mai 1998

No. champ	Heure	No. zone	m ₁₁ (m ³ /m ³)	m ₁₂ (m ³ /m ³)	d (cm)	m ₁₁ - TDR (%)	m ₁₂ - TDR (%)	d (cm)	Commentaires
29	19h00	1	0,107						Mesures prises en surface seulement Herbe dense, de 15 à 20 cm de hauteur.
			0,140						
			0,178						
			0,109						
		2	0,168						
			0,155						
			0,144						
		3	0,160						
			0,236						
			0,183						
			0,168						
		4	0,173						
			0,186						
			0,127						
			0,145						
		5	0,131						
			0,081						
			0,176						
		6	0,190						
			0,188						
			0,178						
30	18h30	1	0,112	0,414	5				Absence de végétation
			0,116	0,441	5				
			0,109	0,441	5				
		2	0,079	0,366	5				
			0,156	0,337	5				
			0,108	0,380	5				
			0,197	0,321	5				
		3	0,155	0,366	5				
			0,200	0,390	5				
			0,223	0,397	5				
			0,173	0,385	5				
		4	0,097	0,326	5				
			0,107	0,379	5				
			0,142	0,336	5				
			0,159	0,369	5				
		5	0,043	0,141	5				
			0,042	0,305	5				
			0,139	0,298	5				
			0,159	0,282	5				

Tableau AII.2 (suite):

Relevé du 26 mai 1998

No. champ	Heure	No. zone	m_{i1} (m^3/m^3)	m_{i2} (m^3/m^3)	d (cm)	m_{i1} - TDR (%)	m_{i2} - TDR (%)	d (cm)	Commentaires
31									Aucun relevé effectué à cause du manque de temps...
32	18h10	1	0,197	0,312	3				—
			0,209	0,256	3				
		2	0,216	0,234	3				
			0,236	0,281	3				
			0,199	0,241	3				
		3	0,101	0,284	5				
			0,102	0,342	5				
			0,111	0,346	5				
		4	0,075	0,374	5				
			0,083	0,389	5				
			0,059	0,296	5				
		5	0,081	0,370	5				
			0,075	0,383	5				
			0,084	0,368	5				

Tableau AII.2 (suite):

Relevé du 26 mai 1998

No. champ	Heure	No. zone	m_{s1} (m^3/m^3)	m_{s2} (m^3/m^3)	d (cm)	m_{s1} - TDR (%)	m_{s2} - TDR (%)	d (cm)	Commentaires
33	17h45	1	0,199						Herbe de hauteur variable Moyenne : environ 30 cm de hauteur
			0,156						
			0,235						
			0,236						
			0,271						
		2	0,206						
			0,230						
			0,257						
		3	0,217						
			0,277						
			0,268						
			0,214						
		4	0,287						
			0,249						
			0,252						
		5	0,256						
			0,246						
			0,159						
			0,266						
34	17h55	1	0,300						Herbe peu dense, environ 5 cm de hauteur
			0,244						
			0,233						
		2	0,237						
			0,285						
			0,272						
		3	0,289						
			0,221						
			0,257						
			0,200						
		4	0,263						
			0,221						
			0,255						
			0,209						
		5	0,193						
			0,160						
			0,309						
			0,234						
			0,190						

Tableau AII.2 (suite):

Relevé du 26 mai 1998

No. champ	Heure	No. zone	m ₁₁ (m ³ /m ³)	m ₁₂ (m ³ /m ³)	d (cm)	m ₁₁ - TDR (%)	m ₁₂ - TDR (%)	d (cm)	Commentaires
35	17h15	1	0,244	0,323	3				
			0,270	0,313	3				
			0,286	0,358	3				
		2	0,135	0,317	3				
			0,214	0,336	3				
			0,177	0,341	3				
			0,134	0,269	3				
		3	0,291	0,389	3				
			0,296	0,372	3				
			0,274	0,382	3				
		4	0,150	0,273	3				
			0,250	0,327	3				
			0,162	0,280	3				
			0,164	0,251	3				
		5	0,255						
			0,252						
			0,220						
		6	0,165						
			0,240						
			0,239						
36	17h30	1	0,170						Herbe de 10 cm de hauteur environ
			0,167						
			0,183						
		2	0,128						
			0,138						
			0,127						
		3	0,157						
			0,181						
			0,256						
			0,157						
		4	0,136						
			0,140						
			0,264						
			0,132						
		5	0,150						
			0,139						
			0,231						
			0,203						
		6	0,237						
			0,185						
			0,185						
			0,167						

Tableau AII.2 (suite):

Relevé du 26 mai 1998

No. champ	Heure	No. zone	m ₁₁ (m ³ /m ³)	m ₁₂ (m ³ /m ³)	d (cm)	m ₁₁ - TDR (%)	m ₁₂ - TDR (%)	d (cm)	Commentaires
37	17h05	1	0,159						Plus dégagé dans les zones 1 et 5 Toutes les mesures ont été prises en surface seulement Présence d'herbe de 20 à 25 cm de hauteur.
			0,220						
			0,185						
			0,150						
		2	0,215						
			0,222						
			0,224						
		3	0,206						
			0,218						
			0,175						
		4	0,186						
			0,208						
			0,198						
		5	0,201						
			0,197						
			0,158						
			0,177						
38		1	0,072	0,172	6				
			0,097	0,171	6				
			0,108	0,172	6				
		2	0,179	0,277	6				
			0,119	0,135	6				
			0,124	0,307	6				
		3	0,099	0,182	6				
			0,140	0,325	6				
			0,081	0,189	6				
		4	0,084	0,216	6				
			0,130	0,292	6				
			0,064	0,207	6				
		5	0,113	0,149	6				
			0,540	0,254	6				
			0,095	0,230	6				
			0,089	0,142	6				
			0,176	0,272	6				
			0,231	0,299	6				

Tableau AII.2 (suite):

Relevé du 26 mai 1998

No. champ	Heure	No. zone	m ₁ (m ³ /m ³)	m ₂ (m ³ /m ³)	d (cm)	m ₁ - TDR (%)	m ₂ - TDR (%)	d (cm)	Commentaires
39	—	1	0,230			19,9			Zone no.3 : végétation dense, 20-30 cm
			0,164			16,1			
			0,135			23,2			
		2	0,169			20,9			
			0,160			14,3			
			0,209			20,4			
		3	0,138			24,7			
			0,158			19,7			
			0,180			20,3			
		4	0,148			20,1			
			0,153			19,6			
40	—	1	0,159			17,4			Champ en friche No.1: végétation de 10 à 40 cm, moyennement dense No.3: végétation plus haute
			0,172			21,6			
			0,229			19,3			
		2	0,179			18,6			
			0,161			21,8			
			0,192			21,4			
		3	0,212			17,2			
			0,167			19,4			
41	—	1	0,175			21,9			Végétation uniforme, environ 30-40 cm de hauteur
			0,203			20,9			
			0,166			20,4			
		2	0,214			21,9			
			0,174			18,8			
			0,155			21,4			
		3	0,188			18,9			
			0,191			19,1			
42	—	1	0,205						Sol très dur, impossible d'entrer le TDR Sol très cohésif, grosses fissures de séchage
			0,211						
			0,240						
		2	0,185						
			0,182			16,5			
			0,195						
		3	0,207						
			0,228						
			0,189						

Tableau AII.2 (suite):

Relevé du 26 mai 1998

No. champ	Heure	No. zone	m_{s1} (m^3/m^3)	m_{s2} (m^3/m^3)	d (cm)	m_{s1} - TDR (%)	m_{s2} - TDR (%)	d (cm)	Commentaires
50	18h50	1	0,145						Herbe dense, 30 à 40 cm de hauteur (couvert végétal non uniforme)
			0,139						
			0,177						
			0,146						
		2	0,144						
			0,126						
			0,135						
		3	0,160						
			0,173						
			0,211						
			0,168						
		4	0,159						
			0,185						
			0,208						
			0,245						
		5	0,151						
			0,197						
			0,166						
			0,168						

Tableau AII.3 :
Relevé du 13 juillet 1998

No. champ	Heure	No. zone	m ₁ (m ³ /m ³)	m ₂ (m ³ /m ³)	d (cm)	m ₁ - TDR (%)	m ₂ - TDR (%)	d (cm)	Commentaires
27	17h08	1	0.422			33.2			Champ en friche, végétation ayant environ 1 m de hauteur
		2	0.413			33.6			
		3	0.446			37.3			
		4	0.383			29.6			
		5	0.388			29.6			
28	19h50 à 19h58	1	0.400						Champ de maïs, hauteur de 50 cm à 90 cm, densité moyenne Présence d'un peu de mauvaise herbe entre les rangs
			0.422						
			0.407						
		2	0.421						
			0.375						
			0.415						
		3	0.399						
			0.408						
			0.380						
		4	0.378						
			0.349						
			0.359						
		5	0.319						
			0.333						
			0.351						
29	19h40 à 19h48	1	0.279						Végétation composée de tiges d'herbe grossières, environ 30-40 cm de hauteur, avec trèfle en faible quantité
			0.340						
			0.307						
			0.287						
		2	0.422						
			0.412						
			0.410						
			0.411						
		3	0.422						
			0.400						
			0.418						
			0.404						
		4	0.422						
			0.408						
			0.417						
			0.400						
30		5	0.428						
			0.420						
			0.426						
			0.400						
			0.421						

Tableau AII.3 (suite):
Relevé du 13 juillet 1998

No. champ	Heure	No. zone	m_{s1} (m^3/m^3)	m_{s2} (m^3/m^3)	d (cm)	m_{s1} - TDR (%)	m_{s2} - TDR (%)	d (cm)	Commentaires
30	19h05 à 19h15	1	0,392	0,386	3				Végétation composée de tiges d'herbe fines, courtes, environ 15 cm de hauteur
			0,398	0,403	3				
			0,374	0,399	2				
		2	0,427						
			0,413						
			0,417						
		3	0,407	0,415	2				
			0,384	0,407	2				
			0,380	0,408	2				
		4	0,431						
			0,431						
			0,441						
		5	0,442	0,439	2				
			0,436	0,436	2				
			0,440	0,421	2				
31	18h45 à 18h58	1	0,338	0,409	3				Champ de maïs, hauteur de 1,5 m à 2,0 m, densité de la végétation élevée
			0,304	0,353	3				
			0,365	0,367	3				
		2	0,396	0,423	3				
			0,349	0,430	3				
			0,393	0,418	3				
		3	0,363	0,405	3				
			0,356	0,356	3				
			0,377	0,389	3				
		4	0,341	0,376	3				
			0,360	0,369	3				
			0,349	0,415	3				
		5	0,319	0,356	3				
			0,298	0,380	3				
			0,315	0,380	3				
		5	0,220	0,346	3				
			0,362	0,353	3				
			0,272	0,326	3				
			0,355	0,374	3				

Tableau AII.3 (suite):
Relevé du 13 juillet 1998

No. champ	Heure	No. zone	m_{s1} (m ³ /m ³)	m_{s2} (m ³ /m ³)	d (cm)	m_{s1} - TDR (%)	m_{s2} - TDR (%)	d (cm)	Commentaires
32	18h30 à 18h43	1	0,383						Pâturage, densité de végétation moyenne et élevée Végétation composée exclusivement de tiges d'herbe grossières, 40-50 cm de hauteur, feuillage assez large
			0,382						
			0,393						
		2	0,369						
			0,412						
			0,430						
		3	0,400						
			0,384						
			0,426						
		4	0,442						
			0,448						
			0,367						
		5	0,363						
			0,379						
			0,339						
33	18h10 à 18h15	1	0,348						Pâturage, végétation de densité élevée Végétation composée d'herbe d'environ 20 cm de hauteur et de trèfle grossier en quantité assez importante
			0,474						
			0,480						
		2	0,469						
			0,459						
			0,454						
		3	0,466						
			0,447						
			0,448						
		4	0,414						
			0,460						
			0,463						
		5	0,465						
			0,446						
			0,452						
			0,467						
			0,478						

Tableau AII.3 (suite):
Relevé du 13 juillet 1998

No. champ	Heure	No. zone	m _{s1} (m ³ /m ³)	m _{s2} (m ³ /m ³)	d (cm)	m _{s1} - TDR (%)	m _{s2} - TDR (%)	d (cm)	Commentaires
34	18h15 à 18h25	1	0,333						Similaire au champ no. 36. Céréales composées de tiges grossières, environ 60 cm de hauteur
			0,348						
			0,355						
		2	0,421						
			0,364						
			0,383						
		3	0,404						
			0,314						
			0,236						
		4	0,347						
			0,367						
			0,369						
		5	0,397						
			0,374						
			0,360						
			0,316						
35	17h32 à 17h50	1	0,371						Champ maïs, hauteur de 1,70 m à 2,0 m, densité élevée Un peu de mauvaise herbe entre les rangs
			0,325						
			0,393	0,436	3				
			0,409	0,449	3				
		2	0,338	0,407	3				
			0,331	0,392	3				
			0,353	0,403	3				
			0,372	0,419	3				
		3	0,442	0,427	3				
			0,334	0,440	3				
			0,380	0,446	3				
			0,344	0,402	3				
		4	0,310	0,451	3				
			0,311	0,487	3				
			0,339	0,350	3				
			0,303	0,394	3				
		5	0,280	0,340	3				
			0,204	0,375	3				
			0,352	0,381	3				
			0,285	0,375	3				
			0,200	0,261	3				

Tableau AII.3 (suite):
Relevé du 13 juillet 1998

No. champ	Heure	No. zone	m_{11} (m^3/m^3)	m_{12} (m^3/m^3)	d (cm)	m_{11} - TDR (%)	m_{12} - TDR (%)	d (cm)	Commentaires
36	17h50 à 18h05	1	0,335						Champ de céréales, hauteur de 0,5 m à 0,9 m, densité de la végétation élevée.
			0,397						
			0,356						
			0,426						
		2	0,360						
			0,417						
			0,355						
			0,364						
		3	0,405						
			0,343						
			0,337						
			0,375						
		4	0,321						
			0,309						
			0,315						
			0,390						
		5	0,385						
			0,370						
37	17h15 à 17h25	1	0,442						Champ de foin fraîchement coupé, non ramassé
			0,452						
			0,440						
		2	0,445						Densité de la végétation élevée, faible proportion qui n'a pas été fauchée (env. 20%)
			0,463						
			0,454						
		3	0,411						Végétation composée de tiges d'herbe fines, environ 30-40 cm de hauteur
			0,437						
			0,456						
			0,454						
		4	0,451						
			0,448						
			0,462						
		5	0,430						
			0,424						
			0,422						

Tableau AII.3 (suite):

Relevé du 13 juillet 1998

No. champ	Heure	No. zone	m ₁₁ (m ³ /m ³)	m ₁₂ (m ³ /m ³)	d (cm)	m ₁₁ - TDR (%)	m ₁₂ - TDR (%)	d (cm)	Commentaires
42	18h48	1	0,471			34,8			Végétation dense, environ 80 cm de hauteur, uniforme, sol argileux, compact (dur)
		2	0,477			35,3			
		3	0,435			34,8			
43	19h50	1	0,426			38,1			Champ de maïs, environ 2,1 m de hauteur
		2	0,333			33,4			
		3	0,461			38,1			
		4	0,321			37,7			
		5	0,451			34,8			
44	20h10	1	0,388			36,5			Champ de maïs identique à no. 43 (plants ayant environ 2,1 m de hauteur)
		2	0,479			35,4			
		3	0,397			31,0			
		4	0,421			35,0			
45	—	1							Aucun relevé effectué à cause d manque de temps...
46	20h26	1	0,475			37,1			Champ d'herbe courte, herbe vient juste d'être coupée (environ 10 cm de hauteur), tas d'herbe alignés, en rangées.
		2	0,452			35,3			
		3	0,482			36,5			
		4	0,470			36,8			
		5	0,488			38,1			
47	—	1							Aucun relevé effectué à cause d manque de temps...
48	—	1	0,479			36,4			Champ d'herbe, vient juste d'être coupé
		2	0,468			38,1			
		3	0,491			38,2			
		4	0,489			36,1			

Tableau AII.3 (suite):
Relevé du 13 juillet 1998

No. champ	Heure	No. zone	m_{s1} (m^3/m^3)	m_{s2} (m^3/m^3)	d (cm)	m_{s1} - TDR (%)	m_{s2} - TDR (%)	d (cm)	Commentaires
49		1							Aucun relevé effectué à cause d manque de temps... Céréales composées de tiges grossières (même type que champ no. 36), approx. 1 m de hauteur
50	19h25 à 19h34	1	0,463						Champ de foin fraîchement coupé, un peu de foin non ramassé (25%), densité de végétation élevée Végétation composée de tiges d'herbe courtes, environ 10 cm de hauteur, feuillage mince
			0,453						
			0,435						
			0,446						
		2	0,461						
			0,439						
			0,437						
			0,423						
		3	0,452						
			0,478						
			0,465						
			0,441						
		4	0,455						
			0,426						
			0,428						
			0,432						
		5	0,450						
			0,400						
			0,399						
			0,412						

Tableau AII.4:
Relevé du 6 août 1998

No. champ	Heure	No. zone	m_1 (m^3/m^3)	m_2 (m^3/m^3)	d (cm)	m_1 - TDR (%)	m_2 - TDR (%)	d (cm)	Commentaires
27	—	1	0,082			10,6			Végétation composée d'herbe fine à moyenne de 10 à 40 cm de hauteur, variable
			0,097			8,5			
			0,108			9,6			
28	19h16 à 19h31	1	0,192						Champ de maïs, végétation approx. 1,80 m de hauteur, présence d'une croûte facilement détachable à l'endroit du dernier point
			0,227						
			0,192						
		2	0,314						
			0,262						
			0,275						
		3	0,151						
			0,190						
			0,187						
		4	0,247						
			0,235						
			0,186						
		5	0,217						
			0,180	0,231	2				
			0,218	0,281	2				
			0,214	0,238	2				
29	19h02 à 19h13	1	0,229						Pâturage, sol apparent en plusieurs endroits
			0,192						
			0,177						
		2	0,227						Sol craquelé mais absence de croûte sèche qui se détache, sol dur et semi-mou en certains endroits
			0,259						
			0,277						
		3	0,253						
			0,312						
			0,183						
		4	0,215						
			0,249						
			0,259						
		5	0,249						Végétation composée d'herbe (tiges fines) et de trèfle, environ 20 cm de hauteur
			0,313						
			0,301						
			0,213						
			0,293						

Tableau AII.4 (suite):

Relevé du 6 août 1998

No. champ	Heure	No. zone	m _{s1} (m ³ /m ³)	m _{s2} (m ³ /m ³)	d (cm)	m _{s1} - TDR (%)	m _{s2} - TDR (%)	d (cm)	Commentaires
30	18h29 à 18h36	1	0,237						Champ semé de pousses de maïs en début de croissance, environ 40 cm de hauteur, clairsemées, pousses en rangées, végétation peu dense Sol craquelé mais pas de croûte détachable en surface
			0,213						
			0,299						
			0,322						
		2	0,308						
			0,253						
			0,277						
		3	0,238						
			0,274						
			0,219						
		4	0,206						
			0,223						
			0,247						
		5	0,242						
			0,249						
			0,243						
31	18h15 à 18h26	1	0,252						Champ de maïs, hauteur approximative de 1,95 à 2,10 m
			0,251						
			0,226						
		2	0,200						
			0,179						
			0,170						
		3	0,154						
			0,172						
			0,165						
32	18h04 à 18h13	1	0,212						Champ de végétation diversifiée, sol nu en plusieurs endroits
			0,234						
			0,266						
		2	0,212						
			0,187						
			0,178						
		3	0,162						Végétation composée de plantes hautes à feuilles multiples et petites (environ 60 cm de hauteur), sol semi-dur, pas réellement de croûte plus sèche
			0,175						
			0,163						
		4	0,200						
			0,198						
			0,204						
		5	0,169						
			0,178						
			0,217						

Tableau AII.4 (suite):

Relevé du 6 août 1998

No. champ	Heure	No. zone	m ₁₁ (m ³ /m ³)	m ₁₂ (m ³ /m ³)	d (cm)	m ₁₁ - TDR (%)	m ₁₂ - TDR (%)	d (cm)	Commentaires
36	17h00 à 17h13	1	0,188						Sol travaillé, à peu près nu, champ de céréales coupées Gros amas de terre et présence de tiges séchées (env. 10 cm de hauteur)
			0,179						
			0,193						
			0,262						
		2	0,267						
			0,276						
			0,219						
			0,256						
		3	0,124						
			0,188						
			0,135						
			0,205						
		4	0,225						
			0,266						
			0,174						
			0,220						
		5	0,226						
			0,185						
			0,208						
			0,178						
37	16h38 à 16h56	1	0,203						Pâturage, végétation moyennement dense, sol apparent en plusieurs endroits et excessivement dur Végétation composée d'herbe (15 cm de hauteur environ) à tiges fines et de feuilles de pissenlits
			0,238						
			0,297						
		2	0,114						
			0,275						
			0,220						
		3	0,251						
			0,172						
			0,242						
		4	0,254						
			0,228						
			0,194						
		5	0,240						
			0,269						
			0,201						

Tableau AII.4 (suite):

Relevé du 6 août 1998

No. champ	Heure	No. zone	m ₁ (m ³ /m ³)	m ₂ (m ³ /m ³)	d (cm)	m ₁ - TDR (%)	m ₂ - TDR (%)	d (cm)	Commentaires
38	16h12 à 16h29	1	0,117	0,160	2				Champ de maïs, hauteur moyenne de 1,88 m., densité de végétation moyenne Présence d'une croûte sèche de sol assez épaisse
			0,136	0,174	1				
			0,177	0,202	1				
		2	0,141	0,202	2				
			0,119	0,144	1				
			0,118	0,167	2				
		3	0,152	0,170	3				
			0,157	0,213	2				
			0,130	0,224	2				
		4	0,268	0,290	3				
			0,211	0,263	2				
			0,106	0,171	3				
		5	0,148	0,250	2				
			0,246	0,261	2				
			0,218	0,242	1				
39		1	0,237			8,7			Sol plus humide en surface malgré la belle température des derniers jours
			0,249			6,0			
			0,270			4,9			
			0,301			2,9			
			0,210			15,9			
						14,7			
		2	0,339			25,3			Champ d'herbe. végétation composée d'herbe fine fraîchement coupée à 10-15 cm
			0,325			25,5			
			0,352			17,0			
			0,332						
		3	0,271			23,0			Environ 50% de l'herbe est sèche
			0,238			18,7			
			0,248			17,9			
			0,260						
		4	0,282			20,9			Végétation écrasé sur les bords du champ
			0,212			23,1			
			0,243			15,4			
			0,211						

Tableau AII.4 (suite):

Relevé du 6 août 1998

No. champ	Heure	No. zone	m ₁ (m ³ /m ³)	m ₂ (m ³ /m ³)	d (cm)	m ₁ - TDR (%)	m ₂ - TDR (%)	d (cm)	Commentaires
40	—	1	0,346			7,4			Présence de tuyaux de drainage
			0,317			13,0			
			0,356						
		2	0,229						Pâturage, végétation non homogène composée d'herbe (tiges et feuillage moyens) et plantes à fleurs violettes de 40 cm de hauteur approximativement
			0,328						
			0,312						
		3	0,372			26,0			
			0,288			27,3			
			0,310			23,2			
		4	0,298			18,0			
			0,261			23,5			
			0,327			17,5			
41	—	1	0,313			20,0			Pâturage court, 15-20 cm, en train d'être coupé par fermier à 5-10 cm côté nord de la route du fermier
			0,256			19,0			
			0,296			21,7			
		2	0,235			20,5			
			0,197			17,5			
			0,199			20,6			
		3	0,301			17,9			
			0,282			20,6			
			0,295			21,5			
		4	0,164			18,9			
			0,206			16,7			
			0,260			17,4			
42	—	1	0,273			13,2			Végétation d'environ 30 cm de hauteur, composée presque exclusivement de plantes à feuilles moyennes Sol compact et sec en surface, sonde difficile à entrer partout
			0,284			11,3			
			0,223			11,2			
		2	0,267			15,8			
			0,315						
			0,281						
		3	0,237			23,8			
			0,335						
			0,342						
		4	0,321			10,7			
			0,264						
			0,249						

Tableau All.4 (suite):

Relevé du 6 août 1998

No. champ	Heure	No. zone	m_{s1} (m^3/m^3)	m_{s2} (m^3/m^3)	d (cm)	m_{s1} - TDR (%)	m_{s2} - TDR (%)	d (cm)	Commentaires
43	—	1	0,204			36,9			Sol très dur, craqué profondément à tous les 50 cm mais pas de croûte définie à part à quelques endroits
			0,161			12,7			
			0,183			17,1			
						44,3			
		2	0,210			9,6			Maïs de 2,10 à 2,40 m de hauteur
			0,180			11,3			
			0,167	0,187	4	11,2			
		3	0,163			7,9			
			0,147	0,227	6	16,1			
			0,199			21,1			
44	—	1	0,170	0,223	6	29,6			Maïs 1,80 à 2,40 m de hauteur
			0,147	0,186	8				
			0,067	0,134	8				
			0,058	0,123	10				
		2	0,162	0,241	6	8,8			
			0,078	0,118	6	8,7			
			0,123	0,173	6	8,0			
		3	0,187	0,238	3	12,4			
			0,178	0,255	3	8,0			
						11,2			
45	—	1	0,063	0,157	10	10,1			Maïs 7'-8' de hauteur, sauf sur le bord (plus petit).
			0,095	0,194	5	12,7			
			0,091	0,150	6	13,0			
46	—	1							Pas de mesures prises: appareil brisé Impossible d'entrer sonde du TDR dans le sol
47	—	1	0,193	0,242	3	11,4			Maïs environ 2,40 m de hauteur
			0,152	0,234	5				
			0,212	0,264	5				
		2	0,298	0,337	5				
		3	0,194	0,280	3	13,0			
			0,141	0,132	3				
			0,217						
		4	0,234			18,5			
			0,239	0,335	2				
			0,216						

Tableau AII.4 (suite):

Relevé du 6 août 1998

No. champ	Heure	No. zone	m ₁₁ (m ³ /m ³)	m ₁₂ (m ³ /m ³)	d (cm)	m ₁₁ - TDR (%)	m ₁₂ - TDR (%)	d (cm)	Commentaires
48		1	0,245						Champ d'herbe, végétation composée de plants à feuilles multiples (approx. 50 cm de hauteur) et de feuilles de pissenlits Sol très dur
			0,294						
			0,308						
		2	0,280			21,2			
			0,208						
			0,206						
		3	0,266						
			0,147						
			0,170						
		4	0,215						
			0,186						
			0,174						
49		1	0,147			23,5			Champ d'herbe coupée, 10-15 cm, écrasée par terre
			0,193			27,1			
			0,204			23,8			
		2	0,192			29,5			
			0,140			29,6			
			0,150			29,6			
		3	0,139			20,9			
			0,140	0,202	5	26,0			
			0,100	0,190	6	25,7			
		4	0,126	0,192	6	25,7			
			0,201	0,238	6	28,5			
			0,159	0,201	8	34,5			
50	18h43 à 18h51	1	0,152						Pâturage, végétation dense, environ 60 cm de hauteur Sol semi-dur
			0,174						
			0,204						
		2	0,184						
			0,216						
			0,198						
		3	0,196						
			0,234						
			0,243						
		4	0,204						
			0,196						
			0,232						
		5	0,187						
			0,228						
			0,216						

Tableau AII.5 :
Relevé du 30 août 1998

No. champ	Heure	No. zone	m_{s1} (m^3/m^3)	m_{s2} (m^3/m^3)	d (cm)	m_{s1} - TDR (%)	m_{s2} - TDR (%)	d (cm)	Commentaires
27	16h24	1	0,402			33,8			Végétation composée principalement de plantes à feuilles multiples, à fleurs violettes, approximativement 60 cm de hauteur Un peu d'herbe, tiges moyennes
			0,389			29,8			
			0,416			32,8			
		2	0,443			35,2			
			0,435			33,1			
			0,420			32,8			
		3	0,423			34,9			
			0,434			33,7			
			0,462			35,1			
		4	0,382			35,0			
			0,404			34,1			
			0,393			34,2			
		5	0,406			32,3			
			0,378			31,9			
			0,359			30,3			
28	—	1	0,459						Champ récolté (ancien champ de maïs), végétation sèche, 30 cm de hauteur
			0,477						
			0,459						
		2	0,426						
			0,466						
			0,479						
		3	0,461						
			0,474						
			0,492						
		4	0,444						
			0,433						
			0,397						
29	—	1	0,377						Champ en culture Végétation composée d'herbe, tiges moyennes, de plantes à petites feuilles multiples et de trèfle, hauteur variant de 15 à 50 cm approx.
			0,425						
			0,378						
		2	0,354						
			0,335						
			0,368						
		3	0,406						
			0,347						
			0,401						
		4	0,403						
			0,405						
			0,405						

Tableau AII.5 (suite):

Relevé du 30 août 1998

No. champ	Heure	No. zone	m_{s1} (m^3/m^3)	m_{s2} (m^3/m^3)	d (cm)	m_{s1} - TDR (%)	m_{s2} - TDR (%)	d (cm)	Commentaires
30		1	0,387						Pâturage, végétation 20-60 cm, de densité élevée
			0,395						
			0,393						
		2	0,368						
			0,378						
			0,374						
		3	0,364						
			0,381						
			0,376						
		4	0,366						
			0,402						
			0,385						
31		1	0,342	0,390	3				Champ de maïs, végétation 2,10- 2,40 m de hauteur, densité élevée
			0,366	0,413	3				
			0,321	0,347	3				
		2	0,330	0,353	3				
			0,265	0,314	3				
			0,360	0,371	3				
		3	0,346	0,384	3				
			0,285	0,306	3				
			0,272	0,291	3				
		4	0,308	0,383	3				
			0,321	0,361	3				
			0,387	0,407	3				
32		1	0,355						Champ sans culture, végétation diversifiée, densité faible
			0,391						
			0,396						
		2	0,398						
			0,403						
			0,406						
		3	0,338						
			0,378						
			0,349						
		4	0,375						
			0,372						
			0,394						

Tableau AII.5 (suite):

Relevé du 30 août 1998

No. champ	Heure	No. zone	m_{s1} (m^3/m^3)	m_{s2} (m^3/m^3)	d (cm)	m_{s1} - TDR (%)	m_{s2} - TDR (%)	d (cm)	Commentaires
33		1	0,392						Pâturage (trèfle), végétation 10-40 cm, densité élevée
			0,413						
			0,394						
		2	0,351						
			0,398						
			0,354						
		3	0,400						
			0,402						
			0,347						
		4	0,424						
			0,394						
			0,390						
34		1	0,359						Champ de culture récemment coupé Végétation de densité élevée, composée de trèfle à larges feuilles (environ 4 cm de longueur), ayant approximativemen t 10 cm de hauteur
			0,306						
			0,341						
		2	0,368						
			0,346						
			0,313						
		3	0,306						
			0,350						
			0,349						
		4	0,269						
			0,343						
			0,358						
35		1	0,358	0,369	3				Champ de maïs, hauteur de 1,80-2,40 m, densité élevée
			0,374	0,383	3				
			0,363	0,376	3				
		2	0,400	0,405	3				
			0,406	0,416	3				
			0,386	0,402	3				
		3	0,337	0,362	3				
			0,368	0,369	3				
			0,309	0,398	3				
		4	0,376	0,360	3				
			0,320	0,322	3				
			0,357	0,313	3				

Tableau AII.5 (suite):

Relevé du 30 août 1998

No. champ	Heure	No. zone	m_{s1} (m^3/m^3)	m_{s2} (m^3/m^3)	d (cm)	m_{s1} - TDR (%)	m_{s2} - TDR (%)	d (cm)	Commentaires
36	—	1	0,378						Pâturage, végétation 5-10 cm, densité moyenne.
			0,352						
			0,351						
		2	0,296						
			0,291						
			0,267						
		3	0,317						
			0,276						
			0,339						
		4	0,347						
			0,334						
			0,263						
37	—	1	0,370						Pâturage, végétation composée d'herbe, tiges fines, courtes, de 15 à 20 cm de hauteur environ, densité élevée
			0,381						
			0,402						
		2	0,381						
			0,411						
			0,388						
		3	0,395						
			0,323						
			0,376						
		4	0,369						
			0,399						
			0,384						
38	—	1	0,269	0,329	3				Champ de maïs, hauteur de 1,80-2,10 m, densité élevée
			0,289	0,341	3				
			0,289	0,309	3				
		2	0,221	0,294	3				
			0,283	0,347	3				
			0,279	0,343	3				
		3	0,302	0,359	3				
			0,342	0,361	3				
			0,311	0,388	3				
		4	0,284	0,300	3				
			0,351	0,398	3				
			0,329	0,317	3				

Tableau AII.5 (suite):

Relevé du 30 août 1998

No. champ	Heure	No. zone	m_{11} (m^3/m^3)	m_{12} (m^3/m^3)	d (cm)	m_{11} - TDR (%)	m_{12} - TDR (%)	d (cm)	Commentaires
39	16h45	1	0,415			31,6			Pâturage formé d'herbe approximativement 20 cm de hauteur, plus herbe plus haute, 50-60 cm de hauteur Végétation dense
			0,407			32,8			
			0,415			35,3			
		2	0,457			33,6			
			0,448			31,8			
			0,449			35,5			
		3	0,443			34,4			
			0,435			34,8			
			0,441			34,9			
		4	0,446			35,7			
			0,444			32,3			
			0,439			36,5			
		5	0,413			34,3			
			0,416			33,3			
			0,394			36,1			
40	17h20 à 17h31	1	0,416			32,0			Végétation composée d'herbe longue, 45-50 cm de hauteur, tiges moyennes, avec plantes à fleurs violettes en petite quantité Végétation très dense
			0,367			33,9			
			0,386			29,2			
			0,386						
		2	0,445			35,3			
			0,407			37,3			
			0,420			36,7			
		3	0,419			35,6			
			0,400			36,1			
			0,398			32,7			
		4	0,407			35,3			
			0,401			35,6			
			0,390			37,0			
		5	0,415			35,4			
			0,415			34,1			
			0,391			36,4			
			0,399						

Tableau AII.5 (suite):

Relevé du 30 août 1998

No. champ	Heure	No. zone	m_{s1} (m^3/m^3)	m_{s2} (m^3/m^3)	d (cm)	m_{s1} - TDR (%)	m_{s2} - TDR (%)	d (cm)	Commentaires
41	17h00	1	0,453			35,7			Végétation composée d'herbe à tiges très fines, approximativement 25 cm de hauteur Présence d'un peu d'herbe séchée Végétation dense, assez uniforme
			0,460			34,4			
			0,464			36,6			
		2	0,446			35,4			
			0,439			35,6			
			0,453			37,4			
		3	0,437			36,2			
			0,418			36,9			
			0,447			35,4			
		4	0,468			34,2			
			0,448			34,9			
			0,394			34,0			
		5	0,439						
			0,424			35,5			
			0,429			36,1			
			0,404			34,3			
42	17h39	1	0,384			35,1			Végétation composée de trèfle et de pissenlits (feuilles uniquement), environ 20 cm de hauteur Sol visible en plusieurs endroits, herbe sèche au sol
			0,406			33,6			
			0,383			35,7			
			0,424						
		2	0,376			35,3			
			0,400			35,5			
			0,369			30,6			
			0,407						
		3	0,412			34,6			
			0,406			32,5			
			0,396			34,6			
		4	0,379			31,7			
			0,374			34,3			
			0,388			36,1			
		5	0,390			34,2			
			0,407			36,7			
			0,400			34,5			

Tableau AII.5 (suite):

Relevé du 30 août 1998

No. champ	Heure	No. zone	m_{s1} (m^3/m^3)	m_{s2} (m^3/m^3)	d (cm)	m_{s1} - TDR (%)	m_{s2} - TDR (%)	d (cm)	Commentaires
43	18h53 à 19h08	1	0,414						Champ de maïs
			0,405						
			0,404						
			0,382						
		2	0,328						
			0,400						
			0,350						
		3	0,353						
			0,413						
			0,381						
		4	0,398						
			0,350						
			0,361						
		5	0,268						
			0,380						
			0,313						
44	19h11	1	0,299			35,9			Champ de maïs
			0,315			34,0			
			0,348			36,1			
		2	0,416			34,8			
			0,356			31,2			
			0,439			32,3			
		3	0,393			29,9			
			0,425			32,5			
			0,403			36,0			
		4	0,352			35,3			
			0,409			33,7			
			0,363			35,5			
45	19h29	1	0,333			28,6			Champ de maïs
			0,353			34,6			
			0,351			29,1			
		2	0,361			28,6			
			0,296			32,0			
			0,276			33,8			
		3	0,286			27,8			
			0,263			27,5			
			0,261			29,9			

Tableau AII.5 (suite):

Relevé du 30 août 1998

No. champ	Heure	No. zone	m_{s1} (m^3/m^3)	m_{s2} (m^3/m^3)	d (cm)	m_{s1} - TDR (%)	m_{s2} - TDR (%)	d (cm)	Commentaires
46	19h45	1	0,418			27,1			Végétation composée de plantes à petites feuilles multiples et à petites fleurs, approx. 60 cm de hauteur
			0,390			33,0			
			0,433						
		2	0,394			34,7			
			0,425			33,5			
			0,417			35,4			
		3	0,401			34,1			Végétation peu dense
			0,420			36,4			
			0,404			33,6			
		4	0,269			27,3			Sol apparent en certains endroits
			0,404			19,8			
			0,420			33,3			
47	18h34 à 18h44	1	0,383			35,0			Champ de maïs, environ 2,40 m de hauteur
			0,356			29,7			
			0,385			33,9			
		2	0,328			26,8			
			0,357			21,2			
			0,353						
48	18h17 à 18h31	1	0,435			36,5			Champ d'herbe, vient juste d'être coupé, tas d'herbe rectilignes
			0,424			35,0			
			0,427			36,5			
		2	0,408			33,3			Végétation composée de tiges grossières de plantes à petites feuilles multiples, légèrement asséchées, d'environ 15 cm de hauteur
			0,426			37,8			
			0,394			34,5			
		3	0,384			33,3			
			0,411			34,9			
			0,416			36,8			
		4	0,436			34,3			Champ d'orge et de moutarde (information du cultivateur)
			0,419			35,7			
			0,423			32,2			
		5	0,337			32,7			
			0,376			35,7			
			0,429			34,9			
			0,397						

Tableau AII.5 (suite):

Relevé du 30 août 1998

No. champ	Heure	No. zone	m_{s1} (m^3/m^3)	m_{s2} (m^3/m^3)	d (cm)	m_{s1} - TDR (%)	m_{s2} - TDR (%)	d (cm)	Commentaires
49	18h00 à 18h12	1	0,391			37,9			Végétation composée d'herbe à tiges moyennes, approximativement 20 cm de hauteur Végétation peu dense Sol visible en plusieurs endroits
			0,435			36,2			
			0,407			36,8			
			0,413						
		2	0,380			34,2			
			0,329			34,3			
			0,413			34,1			
			0,384						
		3	0,380			32,8			
			0,367			35,5			
			0,401			29,1			
			0,382			35,8			
		4	0,341			33,7			
			0,350			34,4			
			0,368			36,5			
			0,388						
		5	0,410			35,6			
			0,424			35,3			
			0,381			35,6			
50	—	1	0,368						Champ en culture Végétation coupée, composée d'herbe à tiges grossières d'environ 30 cm de hauteur, et de plantes à feuilles multiples d'environ 60 cm de hauteur (en quantité moyenne)
			0,381						
			0,357						
		2	0,396						
			0,408						
			0,417						
		3	0,435						
			0,355						
			0,416						
		4	0,399						
			0,373						
			0,363						

Tableau AII.6 :
Relevé du 17 octobre 1998

No. champ	Heure	No. zone	m_{11} (m^3/m^3)	m_{12} (m^3/m^3)	d (cm)	m_{11} - TDR (%)	m_{12} - TDR (%)	d (cm)	Commentaires
27	—	1	0,462			34,5			Champ d'herbe et de plantes à petites feuilles, 20 à 30 cm de hauteur Végétation dense
			0,462			36,5			
			0,459			36,4			
		2	0,464			36,2			
			0,463			36,4			
			0,479			31,6			
		3	0,462			35,1			
			0,448			36,0			
			0,461			35,1			
		4	0,460			35,9			
			0,459			36,5			
			0,477			36,3			
		5	0,483			35,6			
			0,480			34,8			
			0,470			35,9			
28	—	1	0,313						Champ labouré, pas de végétation Sol assez dur et plutôt sec en surface
			0,305						
			0,406						
		2	0,445						
			0,432						
			0,416						
		3	0,385						
			0,438						
			0,384						
		4	0,364						
			0,416						
			0,402						
		5	0,384						
			0,431						
			0,452						

Tableau AII.6 (suite):
Relevé du 17 octobre 1998

No. champ	Heure	No. zone	m_{s1} (m^3/m^3)	m_{s2} (m^3/m^3)	d (cm)	m_{s1} - TDR (%)	m_{s2} - TDR (%)	d (cm)	Commentaires
29		1	0,436						Champ d'herbe Végétation dense composée de tiges d'herbe assez larges et de trèfle
			0,425						
			0,439						
		2	0,446						
			0,461						
			0,415						
		3	0,467						
			0,455						
			0,449						
		4	0,440						
			0,432						
			0,419						
		5	0,463						
			0,406						
30		1	0,451						Champ en jachère, végétation peu dense, très courte (moins de 5 cm)
			0,458						
			0,450						
		2	0,443						
			0,458						
			0,451						
		3	0,468						
			0,466						
			0,457						
		4	0,438						
			0,458						
			0,468						
		5	0,442						
			0,441						
31		1	0,439	0,484	3				Champ de maïs, hauteur: 2,10-2,40 m, végétation très sèche et densité élevée
			0,465	0,454	3				
			0,424	0,439	3				
		2	0,430	0,413	3				
			0,390	0,436	3				
			0,388	0,414	3				
		3	0,407	0,449	3				
			0,385	0,407	3				
			0,434	0,470	3				
		4	0,453	0,469	3				
			0,451	0,435	3				
			0,451	0,476	3				
		5	0,485	0,480	3				
			0,493	0,489	3				
			0,482	0,483	3				

Tableau AII.6 (suite):
Relevé du 17 octobre 1998

No. champ	Heure	No. zone	m ₁₁ (m ³ /m ³)	m ₁₂ (m ³ /m ³)	d (cm)	m ₁₁ - TDR (%)	m ₁₂ - TDR (%)	d (cm)	Commentaires
32		1	0,457						Champ non cultivé, végétation dense et diversifiée, composée principalement de tiges grossières (3 à 5 mm de diamètre), environ 20 cm de hauteur
			0,443						
			0,417						
		2	0,496						
			0,476						
			0,503						
		3	0,492						
			0,496						
			0,500						
		4	0,432						
			0,429						
			0,415						
33		1	0,455						Champ en jachère dont une partie est labourée Absence de végétation
			0,408						
			0,402						
		2	0,397						
			0,425						
			0,437						
		3	0,469						
			0,422						
			0,428						
		4	0,374						
			0,421						
			0,476						
33		4	0,485						Absence de végétation
			0,464						
			0,473						
		5	0,492						
			0,490						
			0,491						

Tableau AII.6 (suite):
Relevé du 17 octobre 1998

No. champ	Heure	No. zone	m ₁ (m ³ /m ³)	m ₂ (m ³ /m ³)	d (cm)	m ₁ - TDR (%)	m ₂ - TDR (%)	d (cm)	Commentaires
34		1	0,426						Champ labouré, pas de végétation Sol dur
			0,406						
			0,383						
		2	0,426						
			0,424						
			0,421						
		3	0,379						
			0,396						
			0,418						
		4	0,408						
			0,385						
			0,416						
		5	0,429						
			0,418						
35		1	0,473	0,451	3				Champ de maïs récolté, tiges de 20 cm de hauteur environ Beaucoup de résidus sur le sol Une petite partie de sol est nue (10%)
			0,466	0,456	3				
			0,484	0,480	3				
		2	0,482	0,472	3				
			0,468	0,458	3				
			0,479	0,482	3				
		3	0,505	0,484	3				
			0,438	0,429	3				
			0,431	0,477	3				
		4	0,478	0,461	3				
			0,472	0,476	3				
			0,476	0,482	3				
		5	0,478	0,462	3				
			0,470	0,468	3				
35		5	0,488	0,469	3				

Tableau AII.6 (suite):
Relevé du 17 octobre 1998

No. champ	Heure	No. zone	m_{11} (m^3/m^3)	m_{12} (m^3/m^3)	d (cm)	m_{11} - TDR (%)	m_{12} - TDR (%)	d (cm)	Commentaires
36	-----	1	0,428	0,414	3				Champ de maïs, hauteur : 2,10 m Végétation très sèche de densité moyenne
			0,443	0,417	3				
			0,449	0,424	3				
		2	0,454	0,426	3				
			0,451	0,458	3				
			0,474	0,467	3				
		3	0,457	0,459	3				
			0,462	0,453	3				
			0,448	0,454	3				
		4	0,421	0,432	3				
			0,406	0,397	3				
			0,383	0,399	3				
		5	0,419	0,441	3				
			0,374	0,313	3				
			0,301	0,301	3				
			0,384	0,386	3				
37	-----	1	0,457						Champ en jachère, végétation dense, composée de tiges d'herbe très fines, sèches, brunâtres, environ 10 cm de hauteur
			0,455						
			0,464						
		2	0,447						
			0,438						
			0,437						
		3	0,444						
			0,435						
			0,445						
		4	0,439						
			0,458						
			0,446						
		5	0,462						
			0,445						
			0,426						

Tableau AII.6 (suite):
Relevé du 17 octobre 1998

No. champ	Heure	No. zone	m ₁ (m ³ /m ³)	m ₂ (m ³ /m ³)	d (cm)	m ₁ - TDR (%)	m ₂ - TDR (%)	d (cm)	Commentaires
38		1	0,461	0,450	3				Champ récolté Une partie labourée (50%) - points 4 et 5, une partie non labourée (50%) - points 1, 2 et 3. Pas de végétation
			0,456	0,453	3				
			0,456	0,442	3				
		2	0,463	0,459	3				
			0,477	0,461	3				
			0,473	0,451	3				
		3	0,482	0,460	3				
			0,469	0,459	3				
			0,461	0,460	3				
		4	0,340	0,362	3				
			0,398	0,433	3				
			0,360	0,350	3				
		5	0,330	0,382	3				
			0,380	0,391	3				
			0,347	0,363	3				
39	Fin à 15h50	1	0,366			35,3			Champ en train d'être coupé Végétation composée d'herbe haute (environ 70 cm) et courte (15 cm)
			0,384			30,1			
			0,368			35,7			
		2	0,397			35,7			
			0,389			35,1			
			0,409			36,1			
		3	0,406			35,4			
			0,400			34,8			
			0,405			35,5			
		4	0,395			34,8			
			0,411			35,0			
			0,410			33,8			
		5	0,396			29,2			
			0,377			33,2			
			0,375			34,0			
		6	0,412			26,8			
			0,403			25,1			
			0,408						

Tableau AII.6 (suite):
Relevé du 17 octobre 1998

No. champ	Heure	No. zone	m ₁₁ (m ³ /m ³)	m ₁₂ (m ³ /m ³)	d (cm)	m ₁₁ - TDR (%)	m ₁₂ - TDR (%)	d (cm)	Commentaires
40	Fin à 16h07	1	0,499			34,1			Champ d'herbe plus ou moins dense, végétation composée de tiges d'herbe très fines, brunâtres, environ 25 cm de hauteur Sol visible en plusieurs endroits
			0,465			30,1			
			0,482			35,4			
		2	0,472			35,9			
			0,484			35,6			
			0,472			35,9			
		3	0,490			35,6			
			0,482			36,3			
			0,501			35,0			
		4	0,491			35,4			
			0,503			36,2			
			0,487			35,3			
		5	0,459			34,7			
			0,460			36,4			
			0,492			34,6			
41	16h11 à 16h31	1	0,375			32,8			Sol labouré (pas de végétation), sillons creux perpendiculaires à la route, assez uniformes Présence de vides en surface
			0,369			29,9			
			0,416			31,4			
		2	0,365			30,9			
			0,360			31,2			
			0,374			33,1			
		3	0,325			35,3			
			0,373			33,2			
			0,340			32,4			
		4	0,356			30,5			
			0,386			28,8			
			0,368			30,0			
		5	0,353			34,2			
			0,401			31,8			
			0,369			35,5			

Tableau AII.6 (suite):
Relevé du 17 octobre 1998

No. champ	Heure	No. zone	m_{11} (m^3/m^3)	m_{12} (m^3/m^3)	d (cm)	m_{11} - TDR (%)	m_{12} - TDR (%)	d (cm)	Commentaires
42	16h36 à 16h45	1	0,442			32,8			Végétation composée de tiges d'herbe fines et de tiges grossières, environ 10 cm de hauteur
			0,451						
			0,466						
		2	0,450			34,7			
			0,460						
			0,462						
		3	0,473			36,7			Végétation plus ou moins dense, sol visible en quelques endroits
			0,454						
			0,453						
		4	0,443			36,4			
			0,467						
			0,462						
43	17h54 à 18h00	1	0,439			34,6			Champ de maïs, environ 2,10 m de hauteur
			0,420			35,2			
			0,385			36,0			
			0,411						
		2	0,436			38,7			
			0,467			35,3			
			0,457			35,5			
		3	0,396			36,6			
			0,412			36,9			
			0,413			30,1			
44	—	1							Aucun relevé effectué à cause du manque de temps...
45	—	1							Aucun relevé effectué à cause du manque de temps...

Tableau AII.6 (suite):
Relevé du 17 octobre 1998

No. champ	Heure	No. zone	m ₁ (m ³ /m ³)	m ₂ (m ³ /m ³)	d (cm)	m ₁ - TDR (%)	m ₂ - TDR (%)	d (cm)	Commentaires
46	18h09 à 18h19	1	0,444			30,5			Champ de trèfle et d'herbe, végétation moyennement dense (trèfle clairsemé) Sol visible en quelques endroits Végétation de 15 à 20 cm de hauteur
			0,457						
			0,456						
		2	0,456			33,9			
			0,453						
			0,466						
		3	0,454			35,7			
			0,463						
			0,456						
		4	0,478			38,5			
			0,475			36,6			
			0,468			37,9			
5	0,458			36,0					
	0,468			35,0					
	0,459			35,5					
47	16h54 à 17h03	1	0,420			35,4			Champ de maïs, 2,25 m de hauteur, plants coupés sur les 25 premiers mètres parallèles à la route Sol mou
			0,308			34,4			
			0,415			33,1			
			0,365						
		2	0,339			32,0			
			0,412			31,0			
			0,398			28,6			
		3	0,386			37,2			
			0,391			35,8			
			0,407			35,8			
48	17h12 à 17h22	1	0,486			34,7			Champ de trèfle Végétation assez dense, très uniforme, environ 30 cm de hauteur
			0,476						
			0,471						
		2	0,461			35,8			
			0,484			35,9			
			0,472			36,1			
		3	0,453			36,8			
			0,439			37,3			
			0,463			36,2			
		4	0,503			36,7			
			0,494			36,5			
			0,477			34,9			
		5	0,468			36,8			
			0,436			36,7			
			0,486			34,9			

Tableau AII.6 (suite):
Relevé du 17 octobre 1998

No. champ	Heure	No. zone	m_{s1} (m ³ /m ³)	m_{s2} (m ³ /m ³)	d (cm)	m_{s1} - TDR (%)	m_{s2} - TDR (%)	d (cm)	Commentaires
49	17h29 à 17h45	1	0,433			28,6			Champ labouré en partie seulement de façon très grossière, hétérogène
			0,362			33,9			
			0,366			26,0			
		2	0,348			30,8			
			0,395			31,9			
			0,434			30,1			
		3	0,389			26,9			Plants 1 m de hauteur et autres à environ 30 cm de hauteur (dispersés à travers les sillons).
			0,338			26,6			
			0,347			28,9			
		4	0,348			30,1			
			0,385			27,3			
			0,428			29,3			
		5	0,382						Sol très hétérogène
			0,422			28,5			
			0,353			28,9			
			0,327			33,9			
			0,375						
50		1	0,448						Pâturage, végétation dense, hauteur: 10 à 30 cm
			0,478						
			0,468						
		2	0,456						
			0,451						
			0,472						
		3	0,446						
			0,478						
			0,438						
		4	0,446						
			0,480						
			0,466						
		5	0,430						
			0,455						
			0,479						

Tableau AII.7:
Relevé du 10 novembre 1998

No. champ	Heure	No. zone	m_{s1} (m^3/m^3)	m_{s2} (m^3/m^3)	d (cm)	m_{s1} - TDR (%)	m_{s2} - TDR (%)	d (cm)	Commentaires
27	13h35 à 13h45	1	0,380						Végétation composée de tiges d'herbe courtes (environ 10 cm) avec un peu de trèfle Végétation dense
			0,350						
			0,341						
		2	0,250						
			0,253						
			0,221						
		3	0,348						
			0,394						
			0,386						
		4	0,347						
			0,359						
			0,405						
		5	0,422						
			0,421						
			0,409						
28	—	1							Aucun relevé effectué à cause du manque de temps...
29	—	1	0,338						Pâturage, végétation 5 à 10 cm, de hauteur, uniforme, densité élevée
			0,358						
			0,341						
		2	0,315						
			0,298						
			0,315						
		3	0,384						
			0,336						
			0,380						
			0,325						
		4	0,325						
			0,359						
			0,390						
		5	0,320						
			0,354						
			0,316						

Tableau AII.7 (suite):
Relevé du 10 novembre 1998

No. champ	Heure	No. zone	m_{s1} (m^3/m^3)	m_{s2} (m^3/m^3)	d (cm)	m_{s1} - TDR (%)	m_{s2} - TDR (%)	d (cm)	Commentaires
30	15h30	1	0,341						Champ labouré, pas de résidus, sol mou
			0,398						
			0,357						
		2	0,380						
			0,335						
			0,377						
			0,389						
		3	0,369						
			0,391						
			0,385						
		4	0,333						
			0,237						
			0,258						
		5	0,283						
			0,350						
			0,347						
31		1	0,339						Champ de maïs labouré, quelques résidus Aucune végétation
			0,391						
			0,391						
		2	0,415						
			0,355						
			0,364						
			0,381						
		3	0,369						
			0,324						
			0,377						
		4	0,392						
			0,368						
			0,365						
		5	0,319						
			0,349						
			0,397						
			0,363						

Tableau AII.7 (suite):
Relevé du 10 novembre 1998

No. champ	Heure	No. zone	m ₁ (m ³ /m ³)	m ₂ (m ³ /m ³)	d (cm)	m ₁ - TDR (%)	m ₂ - TDR (%)	d (cm)	Commentaires
32		1	0,334						Végétation 10 à 30 cm de hauteur (variée), densité moyenne Partie labourée mais aucune prise de mesure à cet endroit
			0,303						
			0,301						
		2	0,286						
			0,342						
			0,285						
			0,281						
		3	0,281						
			0,311						
			0,289						
		4	0,301						
			0,275						
			0,322						
			0,303						
		5	0,337						
			0,291						
			0,310						
33	15h05	1	0,169						Champ labouré
			0,247						
			0,237						
		2	0,207						
			0,336						
			0,220						
			0,293						
		3	0,235						
			0,304						
			0,333						
			0,273						
		4	0,257						
			0,140						
			0,168						
			0,190						
			0,252						
		5	0,199						
			0,203						
			0,268						
			0,141						
			0,187						

Tableau AII.7 (suite):
Relevé du 10 novembre 1998

No. champ	Heure	No. zone	m ₁ (m ³ /m ³)	m ₂ (m ³ /m ³)	d (cm)	m ₁ - TDR (%)	m ₂ - TDR (%)	d (cm)	Commentaires
34	14h47	1	0,277						Champ labouré
			0,201						
			0,209						
		2	0,270						
			0,217						
			0,292						
		3	0,191						
			0,192						
			0,264						
		4	0,201						
			0,270						
			0,359						
		5	0,281						
			0,402						
			0,316						
			0,217						
35	14h10 à 14h15	1	0,246						Champ avec résidus de plants de maïs environ 15 cm de hauteur Petite partie labourée (10%)
			0,341						
		2	0,401						
			0,384						
			0,366						
		3	0,350						
			0,385						
			0,363						
		4	0,374						
			0,338						
			0,365						
		5	0,338						
			0,293						
			0,424						
			0,338						
		5	0,408						
			0,286						
			0,341						
		5	0,434						

Tableau AII.7 (suite):
Relevé du 10 novembre 1998

No. champ	Heure	No. zone	m_{s1} (m^3/m^3)	m_{s2} (m^3/m^3)	d (cm)	m_{s1} - TDR (%)	m_{s2} - TDR (%)	d (cm)	Commentaires
36	14h15	1	0,375						Champ labouré, sol sec et dur, peu ou pas de végétation
			0,277						
			0,197						
			0,382						
		2	0,281						
			0,227						
			0,290						
		3	0,288						
			0,284						
			0,333						
		4	0,355						
			0,186						
			0,332						
			0,155						
		5	0,277						
			0,275						
			0,383						
			0,337						
37		1	0,392						Champ labouré, aucune végétation, quelques résidus présents Sol sur dessus des sillons très dur et sec
			0,370						
			0,347						
		2	0,336						
			0,364						
			0,389						
		3	0,215						
			0,401						
			0,352						
		4	0,330						
			0,280						
			0,272						
			0,363						
			0,316						
		5	0,370						
			0,408						
			0,311						
			0,174						

Tableau AII.7 (suite):
Relevé du 10 novembre 1998

No. champ	Heure	No. zone	$m_{1,1}$ (m ³ /m ³)	$m_{1,2}$ (m ³ /m ³)	d (cm)	$m_{1,1}$ - TDR (%)	$m_{1,2}$ - TDR (%)	d (cm)	Commentaires
38	13h50 à 13h57	1	0,417						Champ labouré, aucune végétation. quelques résidus présents Sol sur dessus des sillons très dur et sec
			0,325						
			0,317						
		2	0,203						
			0,275						
			0,366						
		3	0,284						
			0,387						
			0,245						
		4	0,258						
			0,346						
			0,401						
		5	0,492						
			0,312						
			0,416						
		5	0,245						
			0,248						
			0,253						
39	13h39 à 13h49	1	0,381			32,3			Champ d'herbe environ 15 cm de hauteur, végétation assez dense
			0,413			34,5			
			0,406			32,4			
		2	0,426			34,9			
			0,402			32,6			
			0,351			32,8			
		3	0,429			33,1			
			0,379			30,6			
			0,368			27,8			
		4	0,348			31,8			
			0,334			31,4			
			0,356			28,4			
		5	0,437			30,8			
			0,399			34,1			
			0,426			25,6			

Tableau AII.7 (suite):
Relevé du 10 novembre 1998

No. champ	Heure	No. zone	m ₁ (m ³ /m ³)	m ₂ (m ³ /m ³)	d (cm)	m ₁ - TDR (%)	m ₂ - TDR (%)	d (cm)	Commentaires
40	13h54	1							Champ labouré de façon très grossière, grosses mottes de terre et d'herbe Incapable d'enfoncer les sondes: sol trop dur
41	13h59 à 14h22	1	0,199			28,1			Champ de terre labouré, sillons grossiers
			0,221			25,5			
			0,274			26,1			
			0,196						
		2	0,254	0,276	1	27,4	30,7	3	
			0,258	0,359	2	27,3	28,7	3	
			0,200	0,276	2	24,5	18,7	3	
		3	0,243	0,348	2	26,4	28,9	3	
			0,302	0,389	3	27,1	28,4	3	
			0,275	0,331	3	29,1	33,3	2	
		4	0,245	0,293	3	19,9	25,6	3	
			0,154	0,238	3	26,7	26,9	3	
			0,237	0,307	3	24,1	28,2	3	
		5	0,256	0,321	3	24,1	21,3	3	
			0,258	0,328	3	25,8	26,9	2	
			0,296	0,299	2	27,5	28,4	2	
42	14h25 à 14h30	1							Aucune mesure prise car sol trop dur – impossible d'enfoncer les sondes
									Champ d'herbe peu dense, sol visible à plusieurs endroits, sol fissuré
									Végétation courte, environ 10 cm de hauteur

Tableau AII.7 (suite):
Relevé du 10 novembre 1998

No. champ	Heure	No. zone	m _{s1} (m ³ /m ³)	m _{s2} (m ³ /m ³)	d (cm)	m _{s1} - TDR (%)	m _{s2} - TDR (%)	d (cm)	Commentaires
46	16h14 à 16h26	1	0,341			26,9			Champ de trèfle environ 20 à 25 cm de hauteur
			0,302			29,4			
			0,343			27,3			
		2	0,386			29,6			
			0,394			25,5			
			0,398			30,1			
		3	0,342			28,3			
			0,372			26,8			
			0,366			34,3			
		4	0,396			29,5			
			0,399			27,9			
			0,331			28,9			
		5	0,337			25,9			
			0,422			22,0			
			0,355			27,6			
47	14h40 à 14h54	1	0,366			31,1			Champ labouré, sillons grossiers, sol argileux Résidus de maïs coupés parsement le sol
			0,355			24,8			
			0,411			23,2			
		2	0,422			22,9			
			0,418			35,1			
			0,400			28,8			
		3	0,352			32,3			
			0,313			30,7			
			0,370			23,6			
		4	0,403			28,6			
			0,319			16,7			
			0,334			25,4			
		5	0,419			25,6			
			0,391			22,9			
			0,355			32,5			

Tableau AII.7 (suite):
Relevé du 10 novembre 1998

No. champ	Heure	No. zone	m ₁ (m ³ /m ³)	m ₂ (m ³ /m ³)	d (cm)	m ₁ - TDR (%)	m ₂ - TDR (%)	d (cm)	Commentaires
48	14h58 à 15h14	1	0,328			28,7			Champ labouré, amas plus ou moins grossiers, sol hétérogène, agglomérations sèches en surface
			0,411			25,1			
			0,382			19,1			
		2	0,304			27,8			Beaucoup de vides en surface (env. 6 cm) à cause du sol remanié (sonde trop facile à enfoncer)
			0,282			18,6			
			0,322			18,7			
		3	0,305			12,3			
			0,240			20,3			
			0,266			18,9			
		4	0,228			27,8			
			0,364			12,4			
			0,440			31,8			
		5	0,176			20,4			
			0,174			20,2			
			0,379			18,5			
49	15h18 à 15h22	1							Champ labouré, sillons grossiers et végétation à fleurs jaunes dispersées
									Impossible d'entrer la sonde: amas d'argile excessivement durs
50		1	0,376						Végétation composée principalement d'herbe et de trèfle, approx. 20 cm de hauteur, densité élevée
			0,377						
			0,382						
		2	0,416						
			0,422						
			0,423						
		3	0,418						
			0,408						
			0,368						
		4	0,428						
			0,426						
			0,407						
		5	0,428						
			0,410						
			0,370						

ANNEXE III**ANALYSES DE CORRÉLATION
RÉTRODIFFUSION VS HUMIDITÉ SUPERFICIELLE**

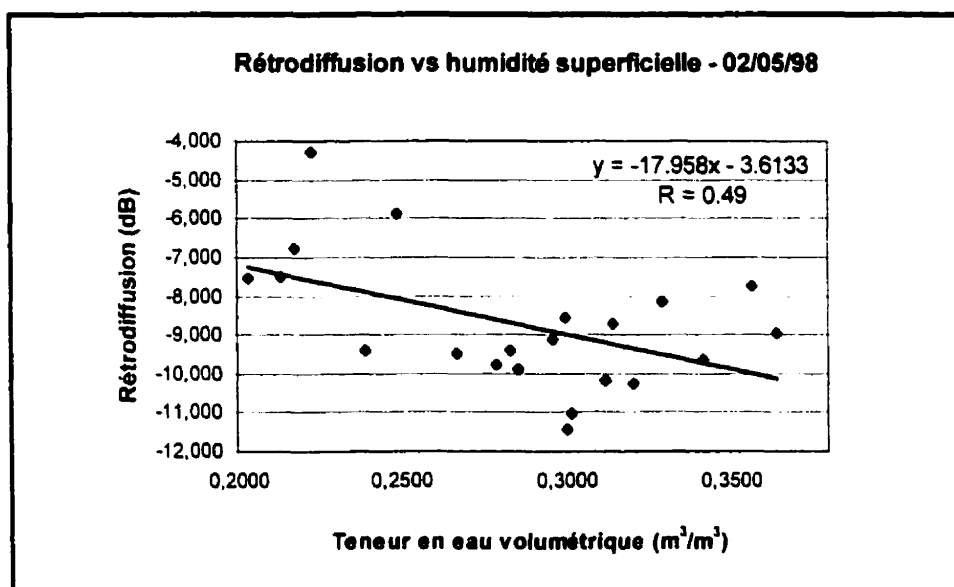


Figure AIII.1 : Rétrodiffusion vs humidité superficielle – 2 mai 1998

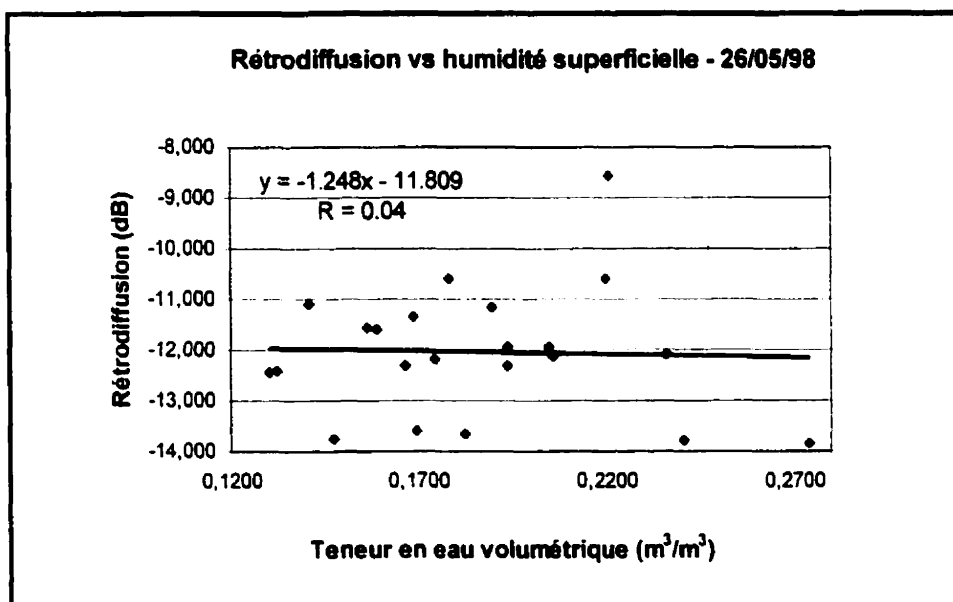


Figure AIII.2 : Rétrodiffusion vs humidité superficielle – 26 mai 1998

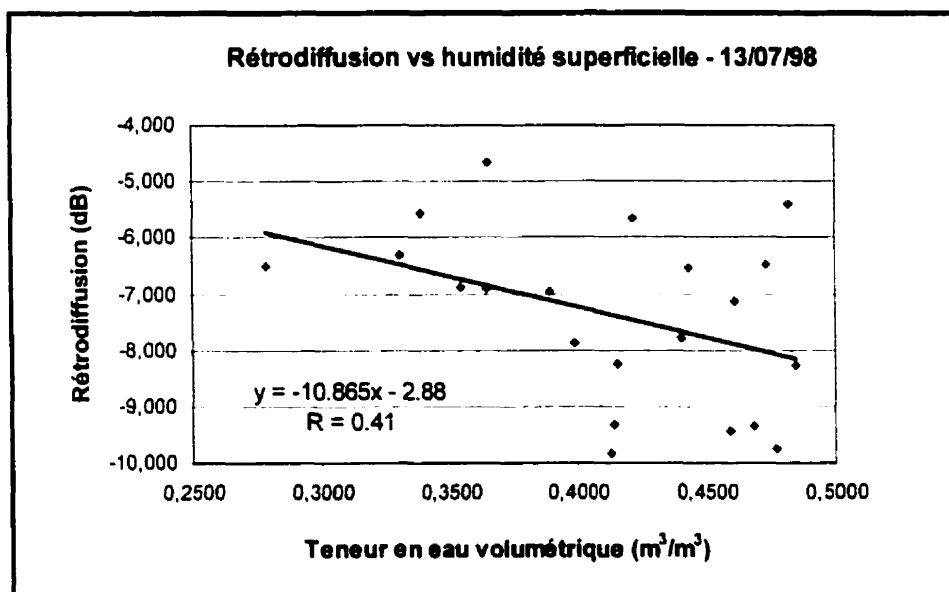


Figure AIII.3 : Rétrodiffusion vs humidité superficielle – 13 juillet 1998

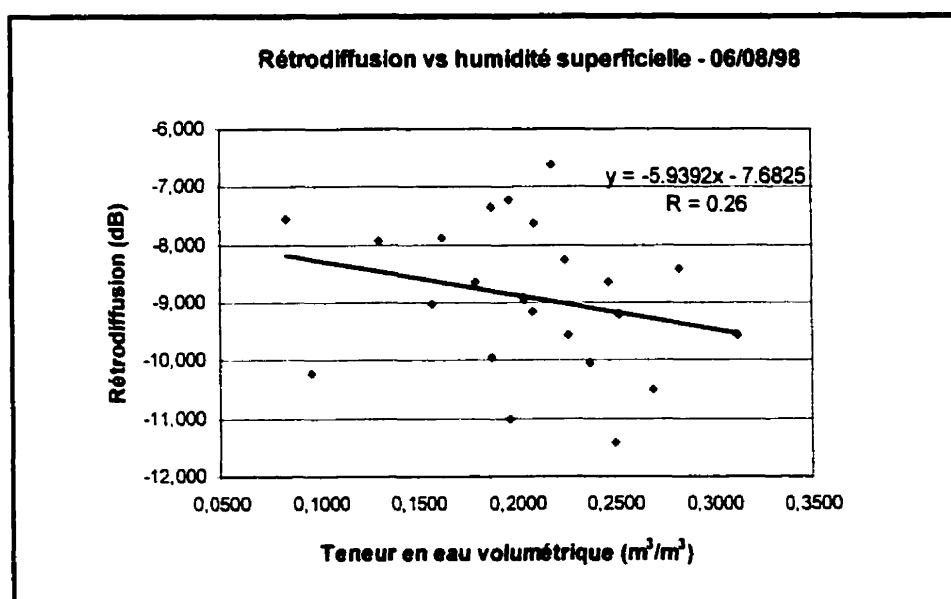


Figure AIII.4 : Rétrodiffusion vs humidité superficielle – 6 août 1998

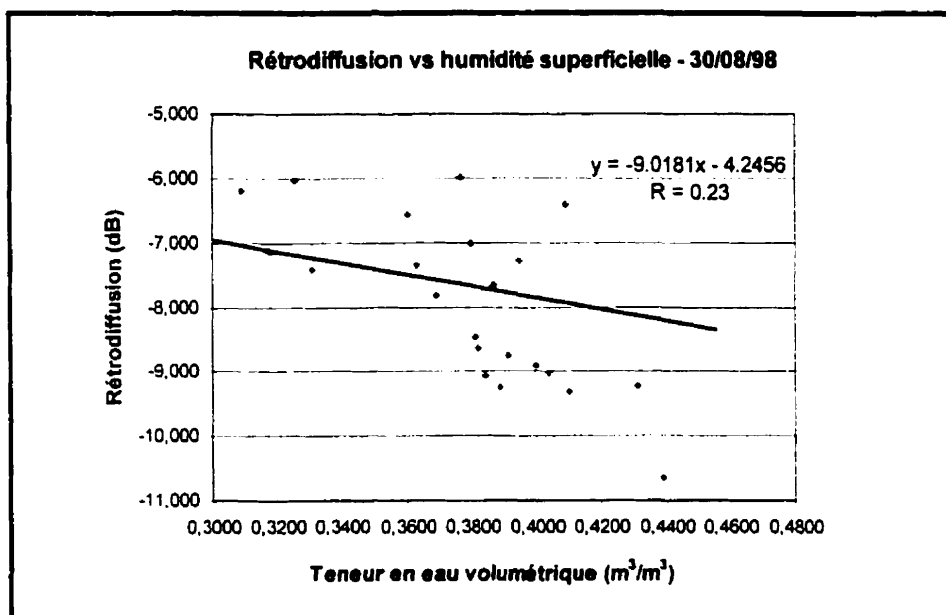
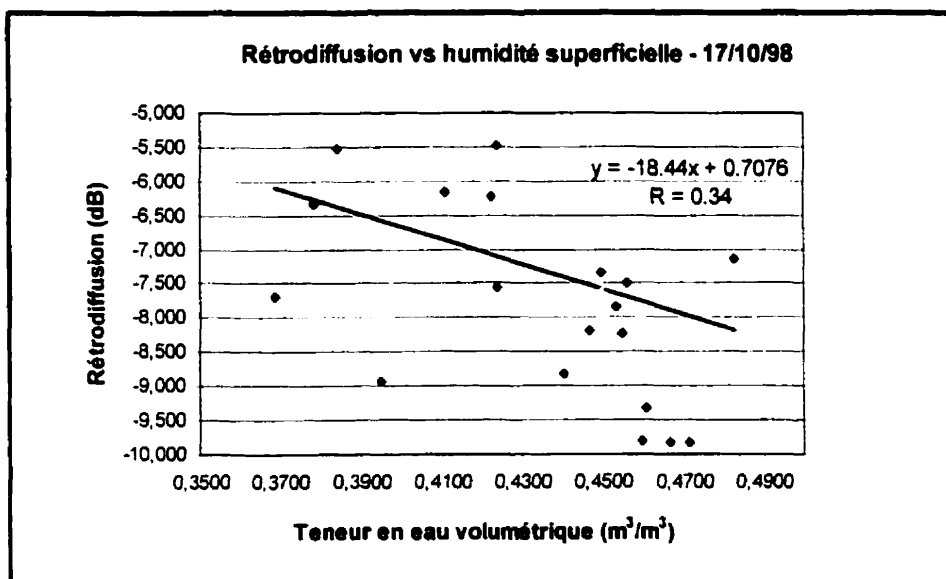
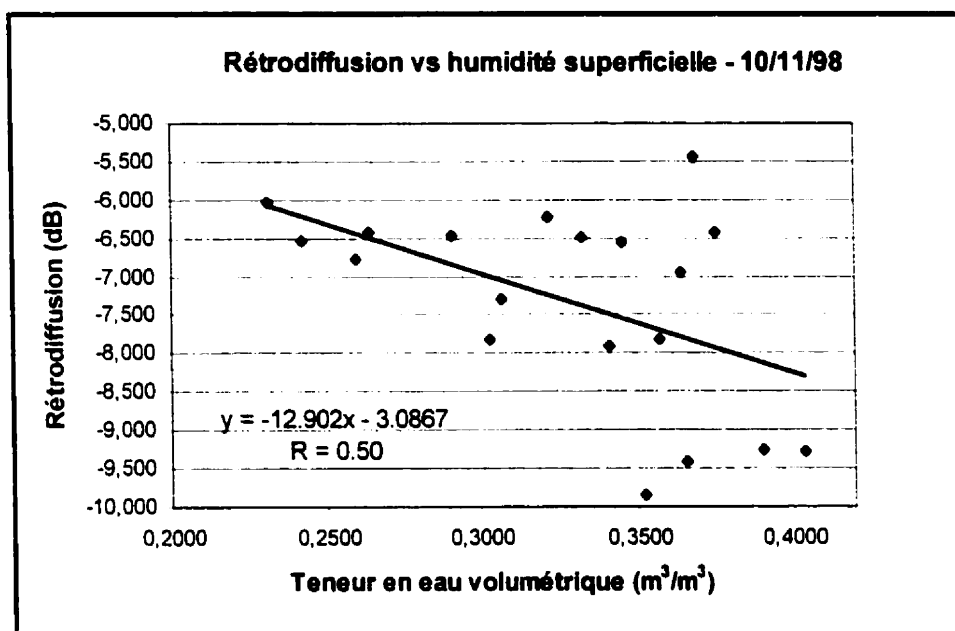


Figure AIII.5 : Rétrodiffusion vs humidité superficielle – 30 août 1998



**Figure AIII.6 : Rétrodiffusion vs humidité superficielle –
17 octobre 1998**



**Figure AIII.7 : Rétrodiffusion vs humidité superficielle –
10 novembre 1998**